UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DE LA VARIABILITÉ DE LA RÉGION DE TRANSITION PLUIE-NEIGE DANS LES ROCHEUSES CANADIENNES À L'AIDE D'UN MODÈLE RÉGIONAL CLIMATIQUE À TRÈS HAUTE RÉSOLUTION

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

OBERT TCHUEM

MARS 2021

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de recherche, la professeure Julie M. Thériault pour son soutient, ses idées, ses commentaires et sa disponibilité constante sans lesquels ce projet n'aurait certes pas abouti. Je remercie également le groupe Global Water Futures (GWF) pour son soutien financier à la réalisation de ce projet par l'intermédiaire de ma directrice.

Je me dois également de remercier toute l'équipe de recherche de ma directrice en particulier Dominic Matte et Julien Chartrand, tout le personnel du centre ESCER, professeurs et employés, en occurrence Katja, George et Frédérik Toupin pour le soutien de tout genre. Sans toutefois oublier un merci cordial à mes collègues de bureau, Housseyni, Sétigui, Ludovick, Frédéric et Yves qui ont pu m'aider et me conseiller dans les moments de difficultés.

Enfin, je voudrais remercier du fond du cœur mes parents, mon frère et mes sœurs qui me soutiennent au quotidien face à toutes les épreuves et adversités de la vie.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES vi
LISTE DES ABRÉVIATIONS x
LISTE DES SYMBOLES xii
RÉSUMÉ xiii
ABSTRACT xv

CHAPITRE I INTRODUCTION 1

1.1 Région de transition pluie-neige 3

1.2 Types de précipitations 4

1.2.1 Définitions et caractérisation 5

1.2.2 Processus de formation des différents types de précipitations . 6

1.3 Processus influençant la région de transition pluie-neige en montagne 8

1.3.1 Effets de l'orographie sur la circulation atmosphérique 8

1.3.2 Processus thermodynamiques et microphysiques 10

1.3.3 Processus dynamiques/thermodynamiques 11

1.4 Différents modèles du climat 12

1.4.1 Modèles de circulation générale 13

1.4.2 Modèles régionaux climatiques 14

1.4.3 Modèles climatiques permettant la convection 15

1.5 Objectifs et approche 15

CHAPITRE II MÉTHODOLOGIE 17

2.1 Simulations utilisées 17

2.1.1 Simulation historique (CTRL) 17

2.1.2 Simulation avec approche de pseudo-réchauffement global (PGW) 18

2.2 Données d'observations disponibles 19

2.2.1 Données des stations d'observations 19

2.2.2 Données DAYMET 19
2.3 Analyse de données 20
2.3.1 Comparaison avec les observations 20
2.3.2 Climatologie des précipitations dans un climat plus chaud et humide 21
2.3.3 Définition d'un évènement de précipitation 21
2.3.4 Variabilité de la région de transition pluie-neige 22
2.3.5 Évolution de la région de transition pluie-neige 23
CHAPITRE III COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS 25
3.1 Accumulation de précipitation et température moyennes annuelles . . 25
3.1.1 Simulation historique (CTL) et stations observations 25
3.1.2 Simulation historique et Données DAYMET 28
3.1.3 Climatologie des précipitations saisonnière sur 13 ans 31
CHAPITRE IV CLIMATOLOGIE DES PRÉCIPITATIONS ET LEURS ÉVOLUTIONS DANS UN CLIMAT PLUS CHAUD ET HUMIDE 34
4.1 Événements de précipitations de 2000-2013 37
4.1.1 Climatologie des événements de précipitations dans CTL . . . 37
4.1.2 Climatologie des événements de précipitations dans PGW . . 39
4.1.3 Évolution des événements de précipitations 40
4.2 Climatologie sur 13 ans des précipitations mensuelles 42
CHAPITRE V ÉVOLUTION DE LA RÉGION DE TRANSITIONS DES PRÉCIPTIATIONS DANS UN CLIMAT PLUS CHAUD 45
5.1 Comparaison des précipitations saisonnières entre CTL et PGW . . . 45
5.2 Évolution moyenne de l'altitude de l'isotherme 0°C 48
5.3 Comparaison de la variabilité moyenne de l'altitude de l'isotherme 0°C 49
CHAPITRE VI ÉTUDE DE CAS 51
6.1 Inondation du 06 juin 2005 dans les Rocheuses canadiennes 51
6.1.1 Évolution de la région de transition des précipitations 57

6.2 Inondation du 19 juin 2013 dans les Rocheuses Canadiennes 60
6.2.1 Distribution des événements de précipitations sur 2012-2013 . 60
6.2.2 Coupe verticale au travers de l'événement 62
6.2.3 Variabilité temporelle de la région de transition des précipitations 64
6.2.4 Évolution de la région de transition des précipitations 66
CHAPITRE VII DISCUSSION ET CONCLUSION 70
7.1 Discussion 70
7.2 Conclusion 73
RÉFÉRENCES 75

LISTE DES FIGURES

Figure Page

1.1 Région d'étude présentant l'élévation du terrain par rapport au niveau moyen de la mer et les six points de grille utilisés pour les analyses. 2

1.2 Schéma illustratif de l'altitude de l'isotherme 0°C, Z_{0C} (ligne interrompue) et de la transition pluie-neige Z_S (ligne continue) en atmosphère libre et au flanc d'une montagne (Figure adaptée de Minder et al. 2011). Où, δ_{0C} et δ_S représentent l'influence orographique sur l'isotherme 0°C et la région de transition pluie-neige respectivement. 4

1.3 Représentation conceptuelle de l'écoulement d'air en montagne associée aux conséquences de précipitations (Rotunno et al. 2007). (a) un cas non bloqué et instable, (b) un cas bloqué et stable. . . 9

3.1 Accumulation moyenne annuelle de précipitation sur 13 ans (2000-2013), a) simulation WRF dont les cercles représentent les observations et b) diagramme comparatif de la simulation WRF à chaque station d'observation. 26

3.2 Diagramme de dispersion des moyennes annuelles de précipitations simulées et observées par saison sur 13 ans. Sont également inclus, le coefficient de corrélation (r), le biais moyen (biais-moy ; mm/an) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE ; mm/an). Les diagonales sont les droite x=y. 27

3.3 Température moyenne annuelle à 2 m (à gauche) et diagramme de dispersion des moyennes annuelles de températures aux stations (à droite) : simulées et observées. 28

3.4 Accumulation moyenne annuelle de précipitation pour la simulation WRF en a) et les données d'observations DAYMET en b) à 4 km de résolution sur 13 ans. Les panneaux c) et d) réprésentent respectivement la moyenne et biais entre les deux bases de données. 29

3.5 Température moyenne annuelle à 2 m pour : a) la simulation WRF et les données d'observations DAYMET en b) à 4 km de résolution sur 13 ans. Leurs moyenne et biais systématiques sont réprésentés aux panneaux c) et d). 31

3.6 Distribution spatiale des précipitations accumulées par saison (mm/3 mois) sur 13 ans dans la simulation historique (CTL) comparée à DAYMET. 32

4.1 Accumulation moyenne annuelle des précipitations dans CTL et PGW, ainsi que leur différence sur 13 ans. 35

4.2 Température moyenne à 2 m dans les Rocheuses pour les simulations CTL et PGW. 36

4.3 Distribution moyenne annuelle de chaque type d'événement de précipitations dans CTL sur la période 2000 – 2013. En bleu (Snow) : événement de neige ; en vert (Rain) : événement de pluie et en rouge (Mixed) : événement mixte (Rain+Snow). 38

4.4 Distribution moyenne annuelle de chaque type d'événement de précipitations dans PGW sur la période 2000 – 2013. 40

4.5 Proportion de chaque type d'événement de précipitations aux stations désignées dans CTL et PGW sur la période 2000 – 2013. . . 42

4.6 Accumulation mensuelle sur 13 ans de chaque type de précipitations (liquide et solide) dans la simulation CTL. En rouge (Total) : précipitation totale, en bleu (Solid) : précipitation solide et en vert (Liquid) : précipitation liquide. 43

5.1 Climatologie saisonnière des précipitations dans les simulations CTL et PGW sur 13 ans. La colonne plus à droite représente le pourcentage de différence de PGW par rapport à la simulation CTL. . . . 47

5.2 Climatologie sur 13 ans de l'évolution moyenne annuelle de l'altitude de l'isotherme 0°C à chaque site d'étude dans les Rocheuses canadiennes. 50

6.1 Distribution annuelle des événements de précipitations dans CTL sur deux sites durant 2004 – 2005. 52

6.2 Distribution spatiale du cumul des précipitations de l'événement (du 06 juin à 0000 UTC au 08 juin 1500 UTC). 52

6.3 Coupe verticale transversale de la variabilité spatiale de la région de transition des précipitations, ainsi que l'intensité du mouvement verticale et le taux de précipitation produit à la surface le 06 juin 2005 à 0600 UTC. Les légendes R (pour Rain), G (pour Graupel) et S (pour Snow) représentent respectivement les taux intantanés de pluie, graupel et de neige. L'axe des abscisses représente la distance partant de l'ouest à gauche en est à droite de la figure. Le Z_0C (noir), $Z_Tw = 0C$ (magenta) et $Z_snow/rain$ (rouge) représentent respectivement les altitudes de l'isotherme 0°C, de Tw=0°C et de la ligne pluie-neige (niveau où la neige a complètement fondue en pluie). 54

6.4 Identique à la figure 6.3 mais 2 jours plus tard (le 08 juin 2005 à 0600 UTC). 55

6.5 Variabilité temporelle des caractéristiques de la région de transition des précipitations durant l'événement (du 06 juin à 0000 UTC au 08 juin 1500 UTC). 56

6.6 Distribution spatiale cumulée de chaque type de précipitation pour l'événement (06 juin à 0000 UTC au 08 juin 2005 à 1500 UTC) dans CTL et PGW. 58

6.7 Évolution de la région de transition des précipitations dans la simulation PGW comparée à CTL durant l'événement du 06 juin 2005. 59

6.8 Distribution annuelle des événements de précipitations dans CTL sur 2012 – 2013. 60

6.9 Cumul de précipitations du 19 juin à 0000 UTC au 22 juin 0900 UTC. Avec en a) l'accumulation totale des précipitations, en b) celle des précipitations liquides(pluies) et en c) l'accumulation de neige. 61

6.10 Coupe verticale transversale de la variabilité spatiale de la région de transition des précipitations, ainsi que l'intensité du mouvement verticale et le taux de précipitation produit à la surface le 20 juin 2013 à 0300 UTC. 63

6.11 Identique à la figure 6.10 mais le 22 juin 2013 à 0300 UTC. 64

6.12 Variabilité temporelle des caractéristiques de la région de transition des précipitations, de la température à 2 m et du taux de précipitations à la surface durant l'événement (du 19 juin à 0000 UTC au 22 juin 0900 UTC). 66

6.13 Distribution spatiale du cumul de chaque type de précipitation durant l'événement d'inondation du 19 juin 2013 dans CTL et PGW. 67

6.14 Évolution temporelle de la région de transition des précipitations, de la température à 2 m, ainsi que le taux de précipitations à la surface dans la simulation PGW comparée à CTL durant l'événement du 19 juin 2013. 69

LISTE DES ABRÉVIATIONS

ACIS : Alberta Climate Information Service

AGL : Above Ground Level

ASL : Above Sea Level

CMIP5 : Coupled Model Intercomparaison Project (phase 5)

CORDEX : Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment

CPM : Convection-Permitting Model

CTRL : Simulation historique

DAYMET : Données d'observations quotidiennes interpolées

DJF : Décembre, Janvier, Février

ECCC : Environnement et Changement Climatique Canada

JJA : Juin, Juillet, Août

MAM : Mars, Avril, Mai

MCG : Modèle de Circulation Genéral

MRC : Modèle Régional Climatique

NASA : National Aeronautics and Space Administration

ORNL DAAC : Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive

Center

PGW : Simulation avec Pseudo-réchauffement Global

RCP8.5 : Representative Concentration Pathway (forçage de 8.5 W/m^2)

RMSE : Root-Mean-Square Error

SON : Septembre, Octobre, Novembre

WRF : Weather Research and Forecasting

LISTE DES SYMBOLES

Tw : Température du thermomètre mouillé

$Z_{0C}; Z_0C$: Altitude de l'isotherme 0°C

Z_Tw=0C : Altitude à laquelle la température du thermomètre mouillé est 0°C

$Z_S; Z_snow/rain$: Altitude de la limite pluie-neige

δ_{0C} : Influence orographique sur l'isotherme 0°C

δ_S : Influence orographique sur la ligne pluie-neige

RÉSUMÉ

Les précipitations printanières dans les régions montagneuses Canadiennes sont des sources d'inconvénients, tant pour les infrastructures que pour l'aspect économique. L'intensité et la durée de celles-ci influencent grandement la sévérité des événements d'inondations dans ces régions. La localisation de la région de transition pluie-neige (zone délimitée par la pluie d'un côté et la neige de l'autre) en terrain complexe est essentielle pour comprendre la variabilité du manteau neigeux et anticiper les ressources en eau disponibles au printemps. Ce projet vise à caractériser la variabilité de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses canadiennes et d'étudier son évolution dans un contexte de changement climatique. Pour ce faire, des simulations à 4 km permettant la convection réalisées avec le modèle Weather and Research Forecasting (WRF) au National Center for Atmospheric Research (NCAR) sur presque tout l'Amérique du Nord de 2000 à 2013 ont été utilisées. Le printemps dans les Rocheuses canadiennes est marqué d'une majorité d'événements de précipitations associées à une région de transition pluie-neige en altitude et une plus grande variabilité annuelle de cette région. Durant la même saison, l'altitude de la base de cette région de transition durant les événements oscille entre 0,5 et 2 km au-dessus de la surface avec une épaisseur moyenne de $\sim$ 1 km et pendant l'été entre 1 et 3 km au-dessus de la surface avec une épaisseur moyenne de $\sim$ 1,5 km. Cette étude montre aussi que la diminution de l'épaisseur de cette région de transition au-dessus des Rocheuses canadiennes dépendamment de l'événement varie entre 0,5 et 1 km. Dans un contexte de climat plus chaud et plus humide, elle pourra évoluer en moyenne de 500 m pendant la période froide (novembre à avril) à $\sim$ 1000 m pendant la période chaude sur

13 ans. En somme, cette étude permet d'avoir une idée sur l'emplacement de la région de transition pluie-neige afin de prévoir le type de précipitation à la surface. Ces informations pourront aider les municipalités et entreprises dans la planification de leurs activités et de pouvoir anticiper sur les mesures d'adaptations aux changements climatiques.

Mots clés : Régions montagneuses, Événement, Région de transition pluie-neige, Variabilité, Réchauffement climatique, Évolution.

ABSTRACT

Spring precipitation in Canada's mountainous regions is a source of inconveniences, both for infrastructure and for the economy. The intensity and duration of these influence the severity of flooding events in these regions. The location of the rain-snow transition region (an area delimited by rain on one side and snow on the other) in complex terrain is essential for understanding the variability of the snowpack and anticipating the water resources available in the spring. This project aims to characterize the variability of the precipitation transition region in the Canadian Rockies and to study its evolution in a context of climate change. To do this, the 4 km convection permitting simulations using the Weather and Research Forecasting (WRF) model at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) over most North America from 2000 to 2013 were used. Spring in the Canadian Rockies is marked by a majority of precipitation events associated with rain-snow transition regions and high annual variability of this region. During this same season, the altitude of the base of this transition region during the events oscillates between 0.5 and 2 km above the surface with an average thickness of $\sim$ 1 km and during the summer between 1 and 3 km above the surface with an average thickness of $\sim$ 1.5 km. This study also shows that the decrease in thickness of this transition region over the Canadian Rockies depending on the event varies between 0.5 and 1 km. In a context of a warmer and wetter climate, it can evolve on average from 500 m during the cold period (November to April) to $\sim$ 1000 m during the hot period over 13 years. Overall, this study provides insights of the location of the precipitation transition region to predict the type of surface precipitation. This information can help municipalities and businesses in planning

their activities and being able to anticipate adaptation measures associated with climate change.

Keywords : Mountainous regions, Event, Rain-snow transition region, Variability, Global warming, Evolution.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Le climat des régions montagneuses d'ouest Canadiennes, en occurrence l'Alberta et de la Colombie Britannique (figure 1.1) est contrôlé par des masses d'air continentales/océaniques, ainsi que l'orographie de la région, qui permettent une énorme variabilité des paramètres atmosphériques de ces régions. En Alberta, les précipitations sont maximales au printemps et au début de l'été et peuvent se produire en pluie ou en neige. Les vents de Chinook chauds et secs d'ouest entraînent de brèves périodes de température de l'air au-dessus de 0°C pendant les mois d'hiver (Pomeroy et al. 2015). Les températures moyennes mensuelles vont de -5°C à -15°C en janvier à environ 20°C en juillet et les précipitations annuelles varient de 600 mm dans les vallées à plus de 1100 mm à haute altitude (Storr, 1967), dont environ 70% à 75% se produisent sous forme de neige, le pourcentage augmentant avec l'altitude (Storr, 1967 ; Liu et al. 2016). La couverture de neige en haute montagne dure jusqu'en juillet (DeBeer et Pomeroy, 2010) et il existe de vastes glaciers aux plus hautes altitudes des chaînes centrales (Demuth et Pietroniro, 2003).

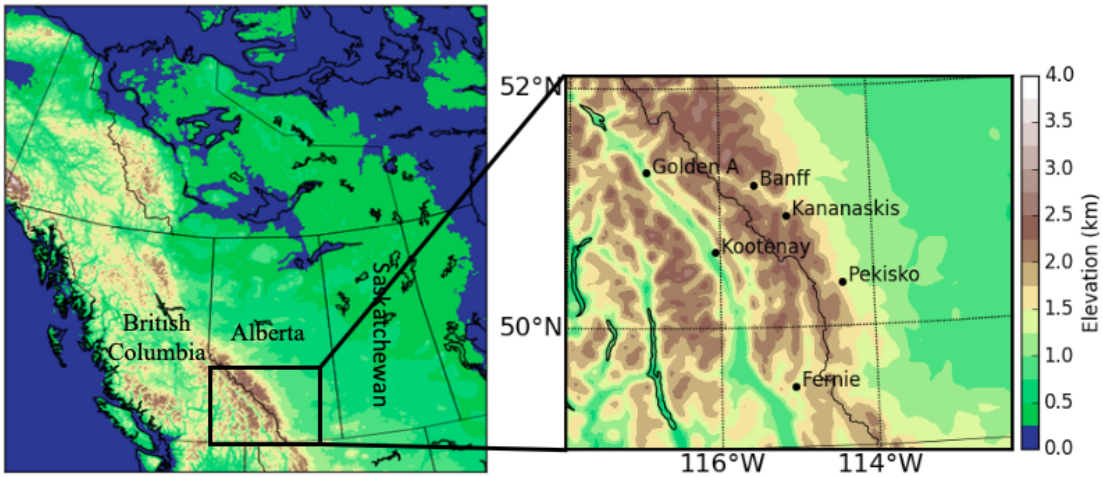

Figure 1.1: Région d'étude présentant l'élévation du terrain par rapport au niveau moyen de la mer et les six points de grille utilisés pour les analyses.

Par ailleurs, le climat de la Colombie Britannique est majoritairement influencé par l'Océan Pacifique. Toutefois, ces régions côtières connaissent un climat océanique et l'est de la province a un climat de type continental humide (Demarchi, 2004). Dans les régions côtières les hivers sont humides et doux, les étés sont frais et secs. Mais dans l'est et le nord-est c'est le contraire, les hivers sont très froids et les étés sont chauds. La température moyenne de la région côtière est de 0°C en janvier et de 15°C en juillet. Pour l'est et le nord-est les températures se situent entre -10°C et -15°C en janvier et 15°C à 20°C en juillet (Islam et al. 2017). Les précipitations annuelles moyennes sont fortement influencées par les effets orographiques telles que les zones montagneuses reçoivent environ 3000 mm/an de précipitations, tandis que le plateau intérieur et les régions de l'ouest ne reçoivent que 400 à 800 mm/an (Kang et al. 2014). Les précipitations convectives locales sont également fréquentes en été.

1.1 Région de transition pluie-neige

La région de transition est la zone délimitée par la pluie d'un côté et la neige de l'autre (figure 1.2). Selon Stewart (1992), cette région peut avoir une étendue horizontale allant de 1 km à plus de 100 km et est très souvent associée au front chaud des systèmes dépressionnaires à la surface. Cette région est caractérisée d'une couche d'air chaude (T>0°C) en altitude au-dessus d'une couche d'air froide ou alors d'une couche d'air chaude en altitude qui peut s'étendre jusqu'à la surface entrainant la fonte totale ou partielle des hydrométéores solides en provenance des altitudes plus élevées. Ces conditions sont favorables à une transition pluie-neige. En revanche, les régions montagneuses peuvent aussi amener à une atmosphère caractérisée par des conditions froides (T<0°C) à basses altitudes et chaudes (T>0°C) au-dessus. Cette région de transition pluie-neige est essentiellement caractérisée par son épaisseur, sa température, ainsi que son humidité.

Dans des environnements à terrains complexes, les caractéristiques des régions de transition pluie-neige peuvent être fortement influencées par des mécanismes thermodynamiques à travers le refroidissement adiabatique des particules d'air ascendantes et la rétroaction de la fonte des précipitations solides sur la température (Stewart et al. 1984 ; Minder et al. 2011). Par exemple, des études telles que Marwitz 1983 ; Medina et al. 2005 ; Marigo et al. 2008 ont montré que, souvent, la région de transition pluie-neige plonge à une altitude plus basse près des montagnes que dans l'atmosphère libre, à des distances de 0 à 1000 m, avec des moyennes typiques de quelques centaines de mètres. Ceci est décrit schématiquement à la figure 1.2. En effet, la fonte des précipitations solides entraîne un refroidissement diabatique de l'air, ce qui modifie le profil vertical de température. Ainsi, lorsque le niveau de fonte (isotherme 0°C) croise le terrain dans des systèmes de précipitations orographiques, ces régions montagneuses peuvent recevoir

de la pluie et de la neige simultanément, avec de la neige en altitude et de la pluie en dessous. La position de la région de transition pluie-neige le long des flancs de montagne ou de la limite pluie-neige est depuis longtemps considérée comme un défi de prévision important (par exemple, Lumb 1961 ; Ralph et al. 2005b).

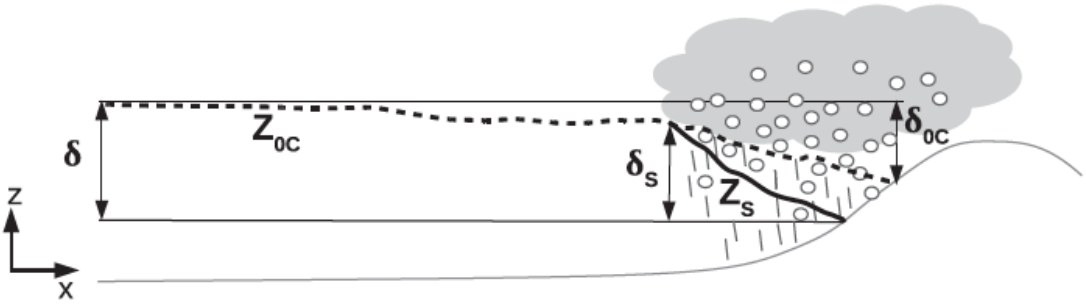

Figure 1.2: Schéma illustratif de l'altitude de l'isotherme 0°C, Z_{0C} (ligne interrompue) et de la transition pluie-neige Z_S (ligne continue) en atmosphère libre et au flanc d'une montagne (Figure adaptée de Minder et al. 2011). Où, δ_{0C} et δ_S représentent l'influence orographique sur l'isotherme 0°C et la région de transition pluie-neige respectivement.

La région de transition pluie-neige est un aspect critique en terrain montagneux car elle contrôle la distribution des types de précipitations lors de ces événements. Les types de précipitations dans celle-ci évoluent de neige sèche à pluie, avec de la neige mouillée à des proportions variables entre les deux. Sa hauteur et son épaisseur dépendent d'un certain nombre de facteurs thermodynamiques, microphysiques et dynamiques entre environnement et particules de précipitations (figure 1.2).

1.2 Types de précipitations

Les précipitations atteignant la surface peuvent exister sous différentes phases : solide, liquide et une combinaison des deux (Thériault et al. 2006 ; Thériault et

Stewart 2007).

1.2.1 Définitions et caractérisation

La définition de plusieurs types de précipitations fonction de leurs phases issue du glossaire météorologique de la société américaine de météorologie (AMS) et des travaux de Thériault et Stewart (2005 & 2007) est donnée comme suit :

- **Précipitations solides**

  - Cristaux de glace : Précipitations sous forme solide blancs ou translucides.

  - Neige : Précipitation composée de cristaux de glace blancs ou translucides, principalement en forme de branche hexagonale complexe et souvent agglomérée en flocons.

  - Neige roulée/Graupel : Précipitation constituée de cristaux de neige recouverts d'une couche de givre, de forme sphérique ou conique, ayant un diamètre allant jusqu'à 5 mm.

  - Grésil : Précipitation constituée de cristaux transparents ou translucides de 5 mm de diamètre ou moins, généralement sphériques.

  - Grêle : précipitation constitué de granules de glace transparentes ou translucides dont le diamètre peut varier de 5 mm à une cinquantaine de milimètres.

- **Précipitations liquides**

  - Bruine : Petites gouttelettes d'eau non sédimentantes.

  - Pluie : Précipitation de gouttes d'eau liquide dont le diamètre est

supérieur à 0.5 mm.

- Pluie verglaçante : Pluie qui tombe sous forme liquide à T $<$ 0°C (surfusion), et gèle au contact avec la surface ou tout autre objet.

- **Précipitations mixtes**

  - Neige mouillée : Particule de neige contenant une grande quantité d'eau où il est encore possible de distinguer la forme du cristal.

  - Neige presque complètement fondue : Précipitation constituée d'un mélange d'eau liquide et solide dans laquelle la forme initiale du flocon de neige n'est pas discernable.

  - *Liquid core pellet* : Particule composée d'un noyau d'eau liquide entourée d'une coquille de glace.

1.2.2 Processus de formation des différents types de précipitations

De même que l'humidité et le mouvement verticale de l'air, l'évolution du type de précipitation est influencée par le profil vertical de température. Par exemple, si la température est strictement inférieure à zéro, le seul type de précipitation atteignant la surface est la neige. En revanche, si nous avons la présence d'une couche chaude (T$>$0°C) en altitude ou près de la surface, plusieurs types de précipitations peuvent se produire (Thériault et al. 2006).

L'occurrence de différents types de précipitations à la surface nécessite des conditions météorologiques particulières. Par exemple, si la température est sous 0°C jusqu'à la surface, seule la neige atteindra la surface. En revanche, lorsque nous avons des conditions favorables à la présence d'une couche d'air chaude (T$>$0°C) dans le profil vertical de température, la fonte des hydrométéores solides a des

impacts sur le type de précipitation perçu à la surface. Dans un environnement saturé, la fonte des particules solides commence à T = 0°C. La température de fonte augmente cependant lorsque l'air est sous-saturé puisque la sublimation des particules solides cause un refroidissement de l'air par absorption de la chaleur latente par les hydrométéores (Pruppacher et Klett, 1997).

Étant donné que le type de précipitation atteignant la surface dépend de l'épaisseur, la température et l'humidité de la couche de fonte, lorsqu'un flocon de neige tombe dans celle-ci, il peut en résulter la fonte totale ou partielle de celui-ci. Si la fonte est partielle et qu'il est encore possible de distinguer la forme du cristal, on parle alors de neige mouillée. Mais, si la fonte est plus avancée, on retrouve à la surface la neige presque complètement fondue (Thériault et Stewart, 2010), voir du grésil si la particule semi-fondue tombe au travers d'une couche de regel. Par ailleurs, si la fonte est totale et que la particule ne retombe pas dans une couche froide (T $<$ 0°C), nous avons de la pluie à la surface.

De même, lorsque les conditions sont favorables à la formation d'une couche d'air chaude en altitude et d'une couche d'air froide près de la surface, il y aura des changements de phases des particules, pouvant mener à la formation du grésil (mentionné ci-dessus), de la neige roulée ou graupel, formée par accrétion des gouttelettes d'eau surfondues sur les cristaux de glace. Quand la fonte est totale, et que les gouttes d'eau surfondues traversant la couche froide gèlent au contact de la surface ou tout autre objet, on parle alors de pluie verglaçante (Thériault et Stewart, 2010).

Le type précis de précipitation atteignant la surface dépend de l'épaisseur et de la température des couches chaudes en altitude et froides près de la surface (Zerr, 1997), il est également possible d'obtenir un mélange de plusieurs types de précipitations à la surface à cause de la distribution de tailles des particules (Stewart et

King, 1987 ; Stewart et al. 1995 ; Zerr, 1997 ; Thériault et al. 2010). Par exemple, les particules plus petites sont plus susceptibles de fondre complètement à l'intérieur de la couche de fonte que celles plus grandes (Stewart et al. 1990a ; Zerr, 1997). Ainsi, les petits flocons vont fondre complètement et peuvent ne pas regeler dans la couche d'air froid près de la surface (eau surfondue) tandis que les plus gros vont fondre partiellement, regeler et pouvant entrer en collision avec de gouttes d'eau surfondues avant d'atteindre la surface. Ce phénomène de fonte totale ou partielle a un impact sur les caractérisques de la région de transition pluie-neige présente.

1.3 Processus influençant la région de transition pluie-neige en montagne

Plusieurs études telles que Marwitz (1987) ; Medina et al. (2005) ; Kingsmill et al. (2008) montrent qu'un abaissement à l'échelle locale de l'altitude de l'isotherme 0°C (Z_{0C}) et de la région de transition pluie-neige (Z_S) dans les régions montagneuses est plus poussé que sur des terrains plats. Cet abaissement a des importantes conséquences sur la répartition des précipitations et les activités du public. Ce comportement est associé à des mécanismes physiques et microphysiques des particules d'air et précipitations qui se produisent dans ces régions.

1.3.1 Effets de l'orographie sur la circulation atmosphérique

Les montagnes jouent un rôle important dans la modification des conditions météorologiques de leurs régions. En effet, lorsqu'un flux d'air approche une barrière de montagne, il peut passer au-dessus de celle-ci, traverser des vides ou des vallées intermédiaires, ou être bloqué par la montagne et dévié horizontalement autour de celle-ci (figure 1.3, Rotunno et al. 2007).

Lorsque l'air passe au-dessus d'une barrière de montagne dans des conditions

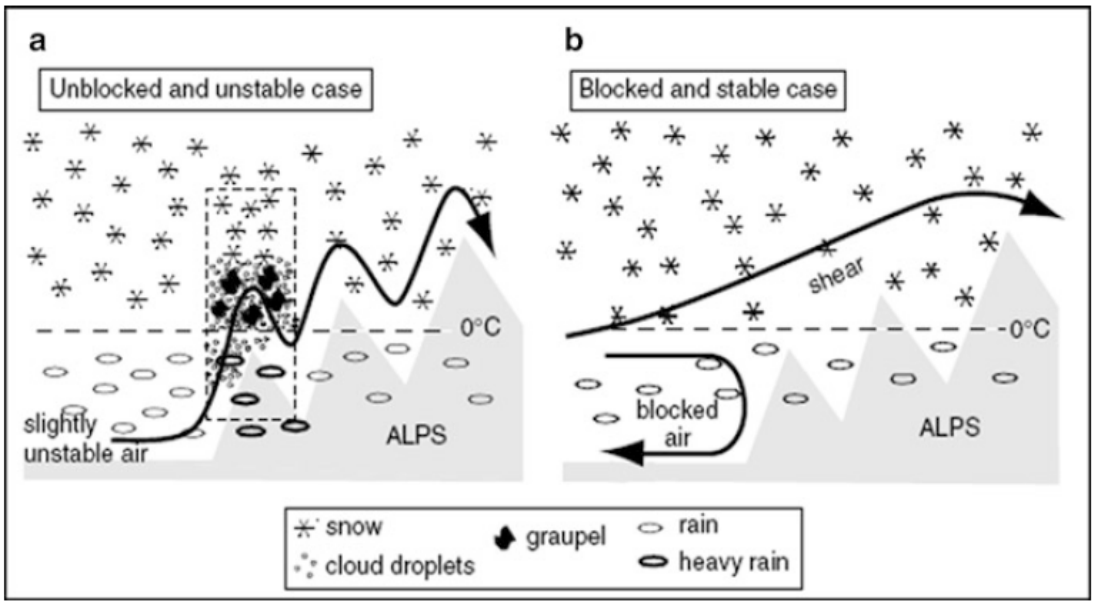

Figure 1.3: Représentation conceptuelle de l'écoulement d'air en montagne associée aux conséquences de précipitations (Rotunno et al. 2007). (a) un cas non bloqué et instable, (b) un cas bloqué et stable.

spécifiques, des ondes de montagne sont générées, ce qui entraîne des mouvements ascendants et descendants de vent (figure 1.3a). L'air circulant dans les canaux intermédiaires des barrières de montagnes peut entraîner un gap d'écoulement résultant de l'accélération le long du canal (figure 1.3a). Si l'air est bloqué par la barrière de montagne et dévié autour de celle-ci, un jet près de la barrière peut se former (figure 1.3b). Pour que l'air puisse passer au-dessus d'une montagne, il doit être peu stable ou avoir une grande vitesse relative à sa traversée. Le déplacement provoqué par la barrière peut avoir des effets horizontaux ou verticaux, fonction du temps nécessaire pour la traverser telles que le refroidissement adiabatique de la parcelle d'air, les événements de précipitations orographiques, un fort gradient de température entre les deux côtés de la barrière.

1.3.2 Processus thermodynamiques et microphysiques

a) Refroidissement latent dû à la fonte des précipitations

Ce mécanisme repose sur le refroidissement de l'air par la fonte des précipitations. En effet, lors des précipitations orographiques, la partie supérieure de la zone de transition est souvent refroidie à des températures proches du point de congélation (0°C) par l'absorption de chaleur latente pendant la fonte. Ce refroidissement localisé peut conduire à une stratification instable, ce qui induit à son tour un renversement convectif et un approfondissement de la couche d'air refroidit (Findeisen 1940). Par exemple, Stewart et al. (1984) ont montré grâce aux observations aériennes in situ une couche d'isotherme 0°C approximativement à 200 m d'épaisseur du sommet de la zone de transition, avec une stratification instable au dessus lors de la fonte des précipitations stratiformes au-dessus de la vallée de la Californie. De même, au cours des tempêtes sur la Sierra Nevada, Marwitz (1983, 1987) a observé avec les sondages, des couches profondes proches de 0°C et les ont cité comme preuve que la chute de Z_S sur la pente au vent est due au refroidissement d'air par la fonte de précipitations. Les études de modélisation de Wei et Marwitz (1996) et de Colle (2004) ont également cité ce refroidissement comme étant important dans la détermination de la structure de Z_S et de Z_{0C} à méso-échelle.

b) Distance de fonte microphysique

L'abaissement de Z_S peut ausi s'expliquer, en partie, par les variations spatiales de la distance verticale sur laquelle fondent les hydrométéores gelés. En effet, si les précipitations sont plus intenses près de la barrière montagneuse en raison de la remontée orographique, les particules de neige seront probablement plus grosses,

ce qui nécessitera plus de temps pour fondre, et une région de transition plus profonde près de la barrière qu'en amont (Stewart et al. 1984). Il peut y avoir une rétroaction positive avec ce facteur, en ce que l'approfondissement de la couche de fonte augmente la profondeur sur laquelle les particules partiellement fondues peuvent s'agréger, donnant des particules plus grosses qui mettent plus de temps à fondre (Stoelinga et al. 2013).

Les contrôles de la distance de fonte incluent la taille des flocons de neige, l'humidité relative, la densité de la neige et du taux de décroissance de la température atmosphérique (Matsuo et Sasyo, 1981 ; Mitra et al., 1990). Mitra et al. (1990) ont modélisé le fait qu'un flocon de neige de 10 mm de diamètre descendrait environ 100 m plus loin sous Z_{0C} avant de fondre qu'un flocon de neige de 5 mm, démontrant ainsi que la taille du flocon de neige est un contrôle clé de la distance fonte.

Ce mécanisme peut être neutralisé par les vents horizontaux, qui éloignent l'air modifié diabatiquement de la zone de précipitations orographiques (Stoelinga et al. 2013). Ainsi, des conditions de calme ou de vent léger près de la surface favorisent l'abaissement de la couche de fonte. Plusieurs des effets ci-dessus ont été examinés de manière systématique par Thériault et al. (2008).

1.3.3 Processus dynamiques/thermodynamiques

Lorsque les parcelles d'air s'élevent au-dessus d'une barrière topographique, il se produit un refroidissement adiabatique de celles-ci. En effet, lorsque l'air monte la barrière, il se refroidit adiabatiquement par rapport à l'air ambiant à la même hauteur dans l'atmosphère libre en amont. Par conséquent Z_{0C} et Z_S chuteront près de la barrière. Par exemple, Bell et Bosart 1988 ; Medina et al. 2005 ; Kingsmill et al. 2008 ont montré que ce refroidissement adiabatique joue un rôle important

dans l'abaissement localisé de Z_{0C} et Z_S.

La variabilité de la Z_S sur des terrains complexes peut aussi être due aux effets de changements de direction du vent induit par un refroidissement dû à la fonte de neige lors des événements de précipitation. En effet, la neige fondante conduit souvent à une couche isotherme proche de 0°C. Le retour de température provoqué par la fonte de la neige génère un air froid et dense qui descend vers le bas, modifiant ainsi la dynamique de la tempête. Une corrélation a été observée entre la direction du flux des vallées et la transition des phases de précipitations dans des terrains complexes. Par exemple, Thériault et al. (2012) ont montré grâce aux observations radars et sondages in situ l'impact du changement de direction du vent dans les vallées de Whistler et Callaghan sur la phase et l'intensité des précipitations lors des Jeux Olympiques d'hiver 2010 à Vancouver. Thériault et al. (2015) ont aussi montré grâce aux simulations semi-idéalisées variant des schémas de microphysique (qui paramètrent la neige de différentes manières), l'impact du retour de température de la fonte des neiges sur la direction du flux de la vallée lorsque la température est proche de 0°C et par conséquent sur la phase de précipitation dans les chaînes côtières du Pacifique.

1.4 Différents modèles du climat

De manière générale, un modèle climatique est une représentation mathématique du système climatique basée sur des principes physiques et chimiques (Goosse et al. 2010). Outre ces connaissances incluses dans les équations du modèle, les modèles climatiques requièrent un apport d'observations ou d'autres études de modèle pour offrir des solutions discrètes dans l'espace et dans le temps (Goosse et al. 2010). Ces modèles climatiques existent sur différents types.

1.4.1 Modèles de circulation générale

Ces modèles de circulation générale (MCGs) fournissent une description globale du système climatique. Actuellement, leur résolution en grille est généralement de l'ordre de 100 à 300 km (Goosse et al. 2010). Le terme MCG a été introduit car l'un des premiers objectifs de ces modèles est de simuler de manière réaliste la structure tridimensionnelle des vents et des courants. En outre, le terme « modèle global du climat » est aussi utilisé, pour désigner principalement un couplage entre le système atmosphérique et autres composantes du climat. Il y a quelques années, les MCGs ne comprenaient qu'une représentation de l'atmosphère, de la surface terrestre, parfois de la circulation océanique, et une version très simplifiée de la glace de mer. De nos jours, les MCGs prennent en compte plus de compossantes telles que la glace de mer, du cycle du carbone, de la dynamique de la calotte glaciaire et même de la chimie atmosphérique (Goosse et al. 2010).

L'avantage principal de ces modèles est qu'ils assurent la conservation de l'énergie totale du système et la circulation atmosphérique globale est cohérente car le système est fermé (Simmons and Bengtsson 1988). En raison du grand nombre de processus inclus et de leur résolution relativement élevée, tous les processus d'échelle spatiale inférieure à 100 km doivent être paramétrés. Il y a aussi un énorme problème lorsque la topographie de la surface est relativement accidentée et lorsque ces processus à plus petite échelle deviennent importants (Grotch 1988, Mearns et al. 1990). Afin de réduire l'incertitude causée par les nombreuses approximations de sous-maille, des projets d'inter comparaison entre plusieurs MCGs ont produit des ensembles comme le CMIP5 (Taylor et al. 2012).

1.4.2 Modèles régionaux climatiques

Les modèles régionaux climatiques (MRCs) constituent la méthode la plus souvent utilisée pour réaliser des simulations climatiques abordables à haute résolution. Car ils ont un domaine limité, contrairement aux MCGs. Cette méthode consiste à utiliser des champs atmosphériques à grande échelle et des conditions aux limites de la surface des océans dépendant du temps pour piloter un modèle atmosphérique à haute résolution (MRC) intégré sur un domaine limité (Giorgi et al. 2001). Les données de pilotage atmosphérique sont soit dérivées de simulations de modèles de circulation générale (MCGs) à plus basse résolution, soit d'analyses d'observations (réanalyses). Les grilles horizontales typiques des MRCs pour les simulations climatiques mesurent environ 10 à 50 km (Suklitsch et al. 2010, Di Luca et al. 2012).

Les MRCs simulent les processus climatiques à petite échelle qui sont absents dans la simulation à résolution plus grossière fournissant les données de conduite. La valeur ajoutée de ces modèles est qu'ils améliorent généralement la simulation des précipitations par rapport aux MCGs et ajoutent de la valeur à leurs données de conduite (par exemple, la température de surface et la vitesse du vent à 10 m) dans les régions où les forçages de surface à petite échelle sont importants (régions montagneuses) et/ou les MCGs ne fonctionnent pas très bien (Sotillo et al. 2005, Feser 2006, Di Luca et al. 2012). De plus, les MRCs ont le potentiel de résoudre les processus à l'échelle locale sur une région d'intérêt limitée, à un coût abordable en termes de calcul (Laprise et al. 2008). Ce qui donne la possibilité à certains modèles (MRCs) d'être exécutés avec des résolutions encore plus fines (inférieure à 5 km).

1.4.3 Modèles climatiques permettant la convection

Les modèles climatiques permettant la convection (en anglais CPMs pour *Convection-Premitting Models*) comme son nom l'indique, permettent la modélisation du climat régional à de très fine résolution (espacement de grille horizontal < 4 km) tout en désactivant les schémas de paramétrage pour la convection profonde, qui sont utilisés par d'autres modèles climatiques lors des simulations à résolution > 4 km. Toutefois, cette désactivation permet de réduire considérablement les erreurs et incertitudes engendrées par ces schémas lors d'une simulation climatique (Prein et al. 2015). Étant donné que la convection n'agit que sur quelques kilomètres, cette dernière sera explicitement permise par le schéma microphysique des CPMs (Prein et al. 2015).

Les CPMs offrent la possibilité d'améliorer considérablement la représentation de la distribution horaire de l'intensité et du cycle diurne des précipitations, et plus particulièrement en été lorsque la convection est favorisée (Dai et Trenberth, 2004 ; Dai, 2006 ; Prein et al. 2015). De plus, ces modèles permettent une meilleure représentation de l'orographie à échelle précise et des variations des champs de surface. Cela est particulièrement bénéfique dans les régions montagneuses et dans les zones à surfaces terrestres hétérogènes (Hohenegger et al. 2008 ; Lauwaet et al. 2012 ; Prein et al. 2013b, 2013a). Bien que ces diverses améliorations soient faites lors des simulations produites par les CPMs, ils requièrent des coûts de calculs élevés dûs à leur fine résolution (Prein et al. 2015).

1.5 Objectifs et approche

Les régions montagneuses des Rocheuses canadiennes sont souvent impactées par des inondations catastrophiques. Étant donné la sévérité de ces événements, il est essentiel de mieux comprendre les conditions atmosphériques associées. En

particulier, les conditions où la température est proche de 0°C formant un mélange de précipitations et des transitions pluie-neige. De ce fait, l'objectif de cette étude est de caractériser la variabilité de la région de transition pluie-neige, incluant la quantité et le type de précipitation au sud de l'Alberta et de la Colombie-Britannique. Une attention particulière sera portée sur les régions de Kananaskis (Alberta) et Fernie (Colombie Britannique) dans les Rocheuses canadiennes.

Cette étude sera menée en utilisant les deux simulations climatiques (historique et avec approche de pseudo-réchauffement global) de 13 ans chacune produites par Liu et al. (2017) à partir du modèle régional climatique à très haute résolution (4 km) WRF (pour *Weather Research and Forecasting*). Premièrement, une climatologie des événements de précipitations associées à une transition pluie-neige dans les Rocheuses canadiennes et la variation de la région de transition pluie-neige lors de chaque événement seront étudiées. Deuxièmement, l'évolution de la région de transition pluie-neige dans un contexte de changement climatique sera étudiée. Troisièmement, les études de cas de quelques événements extrêmes seront présentées.

Le présent mémoire est organisé en sept chapitres. Le premier est une introduction au contexte scientifique, suivit de la méthodologie utilisée au chapitre II. Une comparaison de la simulation avec les observations afin de s'assurer d'une bonne reproduction des variables atmosphériques par le modèle est présentée au chapitre III. Le chapitre IV quant à lui présente la climatologie des événements de précipitations et leurs évolutions dans un contexte climatique plus chaud et plus humide. L'étude de la variabilité de la région de transition des précipitations durant les événements et son évolution est fournie au chapitre V. Par la suite quelques cas d'études d'extrêmes événements sont présentés au chapitre VI. Pour finir avec une brève discussion des résultats et conclusion au chapitre VII.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Simulations utilisées

Deux simulations de 13 ans (2000-2013) à haute résolution (4 km) produites par Liu et al. (2017) avec la version 3.4.1 du modèle *Weather Research and Forecasting* (WRF) couvrant la majorité de l'Amérique du nord seront utilisées. La première est historique (CTL) et la deuxième a été perturbée avec une méthode de pseudo-réchauffement globale (PGW) d'abord utilisée par Schär et al. (1996).

2.1.1 Simulation historique (CTRL)

La simulation contrôle est une rétrospective (d'octobre 2000 à septembre 2013) pilotée aux frontières par des ré-analyses ERA-Intérim de 6 h d'intervalle à 0.7° de résolution (Liu et al. 2017). Les simulations sont menées sur un domaine de 5440 km dans la direction est-ouest et de 4064 km dans la direction nord-sud (soit, 1360 x 1016 points de grille) avec 51 niveaux verticaux étirés à 50 hPa. Le schéma microphysique utilisé est Thompson et Eidhammer (2014) amélioré pour représenter les aérosols dans l'atmosphère. Le modèle de transfert radiatif rapide RRTMG (Iacono et al. 2008), ainsi que le modèle de surface terrestre amélioré Noah-MP (Niu et al. 2011) ont été utilisés pour cette simulation. L'application du pilotage spectral lors de cette simulation sur les ondes de plus de 1800 et 2000 km

dans la direction zonale et méridionale respectivement, a permis de palier le biais de température lié à la saison chaude et à améliorer également les performances du modèle par rapport aux simulations préliminaires. Notez qu'un avantage bien connu du pilotage spectral par rapport aux simulations régionales à grand domaine est d'éviter la dérive climatique pour les intégrations à long terme (Feser et al. 2011).

2.1.2 Simulation avec approche de pseudo-réchauffement global (PGW)

Cette seconde simulation consiste en une perturbation du climat suivant l'approche PGW (*Pseudo Global Warming*) utilisée dans les travaux antérieurs du *CO-Headwaters* (Rasmussen et al. 2011, 2014a). Cette approche permet d'obtenir la réponse thermodynamique causée par une perturbation représentant le réchauffement climatique. Cette simulation a été accomplie en ajoutant aux ré-analyses ERA-Intérim une perturbation (2.1). Celle-ci a été calculée par interpolation spatiale et temporelle à chaque point de grille sur la frontière des moyennes mensuelles de neuf variables (température, géopotentiel, humidité spécifique, vents horizontaux, température de la surface de la mer, température du sol, pression au niveau de la mer et glace de mer) calculées pour le climat historique (1976-2005) et futur (2071-2100) avec un ensemble de 19 simulations du CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) (2.2).

$$WRF_{input} = ERA_Interim + \Delta CMIP5_{RCP8.5} \tag{2.1}$$

$$\Delta CMIP5_{RCP8.5} = CMIP5_{2071-2100} - CMIP5_{1976-2005} \tag{2.2}$$

Cet ensemble de simulations CMIP5 utilise le scénario d'émission de gaz à effet de serre le plus pessimiste (RCP8.5), ce qui nous permet d'évaluer les conséquences

extrêmes que pourraient avoir les changements climatiques sur la distribution des événements de précipitations, sur l'intensité et le type de précipitation. Il est important de noter que l'utilisation d'un forçage d'ensemble de plusieurs modèles améliore la méthode d'exécution par rapport à un seul modèle appliquée dans les précédentes simulations PGW (par exemple, Rasmussen et al. 2011, 2014a). En outre, cette méthode PGW n'est pas une projection du climat futur, mais nous donne une réponse thermodynamique des variables atmosphériques causée par une augmentation de la température et de l'humidité en considérant les mêmes conditions atmosphériques.

2.2 Données d'observations disponibles

2.2.1 Données des stations d'observations

Les réseaux d'observations d'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) et du Service d'Information sur le Climat de l'Alberta (ACIS) sont utilisées. Ces observations couvrent une bonne partie de notre zone d'intérêt fournissant ainsi une documentation détaillée des variables de surfaces. Nous exploiterons plus précisément les données d'observation d'ECCC et d'ACIS (température à 2 m, précipitation et vitesse du vent) pour évaluer la simulation dans notre région d'intérêt et pour mener des analyses détaillées d'études de cas afin de produire des statistiques pluriannuelles du comportement des régions de transition pluie-neige. Nous pourrons ainsi comparer les profils de températures, de vents et d'humidité avec les données WRF.

2.2.2 Données DAYMET

DAYMET est un produit de données issu de plusieurs algorithmes et de logiciels conçu pour interpoler et extrapoler les données quotidiennes de stations d'obser-

vations météorologiques sur tout l'Amérique du nord, Puerto Rico et Hawaii afin de produire des estimations maillées des paramètres météorologiques quotidiens (Thornton et al. 1997). L'ensemble de ces données couvre la période du 1er janvier 1980 au 31 décembre de l'année civile complète la plus récente. L'avantage de ces données de surface DAYMET maillées sur grille de 1 km x 1 km est qu'elles fournissent des conditions météorologies quotidiennes (températures maximale et minimale, les précipitations totales, équivalent en eau de neige) de manière continue. De plus, elles sont disponibles sur une variété de formats de fichiers pour faciliter l'utilisation. Notons tout de même que malgré ces différents atouts des données DAYMET, il existe des erreurs d'incertitudes liées au processus d'interpolation pour leurs productions. Nous exploiterons ces données afin d'évaluer la simulation issue du modèle WRF.

2.3 Analyse de données

2.3.1 Comparaison avec les observations

Cette première partie consiste à confronter les simulations aux observations décrites dans les sections précédentes. La température et les précipitations sont comparées sur le domaine d'intérêt montré à la figure 1.1. Le biais, le RMSE et la corrélation ont été calculés pour la température et la quantité de précipitation annuelle. Une comparaison détaillée a été menée à six stations ciblées. Ces six stations et points de grille correspondant à l'emplacement des stations sont celles où les observations sont disponibles et continues pour mener une étude plus détaillée de ces évènements. Ces stations sont Kananaskis, Banff Cs, Pekisko, Fernie, Kootenay et Golden A (figure 1.1).

Après avoir comparé la simulation contrôle aux observations, nous allons caractériser le comportement à l'échelle locale de la région de transition pluie-neige dans

les Rocheuses canadiennes lors des événements de précipitations. Cette analyse débutera par une climatologie des précipitations sur 13 ans dans la zone d'intérêt, une étude détaillée de la distribution des événements de précipitations, suivie de la variabilité de la région de transition pluie-neige durant ces événements et finira par un autre point essentiel qui est l'évolution de la distribution de ces événements de précipitations dans un contexte de changement climatique.

2.3.2 Climatologie des précipitations dans un climat plus chaud et humide

Dans le but d'évaluer l'accumulation moyenne de précipitations sur cette période dans la zone d'intérêt, une étude climatologique de celle-ci a été faite.

Cette climatologie historique a été comparée à celle dans un climat plus chaud et plus humide. Afin d'avoir une estimée de l'évolution climatique de chaque type de précipitation (solide et liquide) dans un climat plus chaud et plus humide, une climatologie de celui-ci a été réalisée.

2.3.3 Définition d'un évènement de précipitation

Cette partie consiste à l'étude climatologique des événements de précipitations associées à une région de transition pluie-neige. C'est-à-dire des événements ayant produits de la pluie ou des précipitations mixtes à la surface. Comme suggéré par Lambert et Hansen (2011) et repris par Matte et al. (2018), un événement ici est considéré lorsque le seuil minimal d'accumulation de précipitation est de 1 mm/jour et une période de 6 h sans précipitation sépare deux événements. Sur cette base, afin de déterminer les zones sujettes à ces types d'événements dans les Rocheuses, des distributions moyennes annuelles de chaque type d'événement fonction de leurs durées sont faites.

Ensuite, nous avons choisi six stations et points de grille correspondant à l'emplacement des stations où les observations sont disponibles et continues pour mener une étude plus détaillée de ces évènements. Ces stations sont Kananaskis, Banff Cs, Pekisko, Fernie, Kootenay et Golden A (figure 1.1). Une climatologie des évènements de précipitations en fonction de leurs durées, type de précipitation et occurrence de transitions pluie-neige est menée. L'évolution de l'isotherme 0°C et de la transition pluie-neige sur 13 ans seront étudiées.

Un composite d'événements importants en termes d'accumulation, de durée des précipitations et associés à une transition pluie-neige sera constitué afin de leurs analyser plus en détail. L'évolution temporelle, l'accumulation totale des différents types de précipitations, et les conditions météorologiques lors de chaque événement du composite seront analysées. Parallèlement, ces caractéristiques d'événements seront comparées aux observations de précipitations et de températures disponibles.

De plus, les conditions météorologiques à l'échelle locale ayant menées à des évènements extrêmes seront étudiées. Par exemple des situations ayant conduit aux inondations des mois de juin 2005 et 2013 en Alberta (Ou, 2008 ; Shook, 2015 ; Pomeroy et al. 2015 ; Liu et al. 2016 ; Kochtubajda et al., 2016).

2.3.4 Variabilité de la région de transition pluie-neige

Afin d'évaluer la variabilité moyenne de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses canadiennes, nous avons tout d'abord calculé et caractérisé à chaque site considéré la variabilité moyenne annuelle de l'isotherme 0°C. Ensuite, le détail de la variabilité temporelle de l'isotherme 0°C, ainsi que la région de transition des précipitations (limite supérieure = altitude de l'isotherme 0°C ou de la température du thermomètre-mouillé nulle et limite inférieure = le haut

de la couche d'inversion si elle a lieu ou l'altitude de la ligne pluie-neige) en particulier les caractéristiques telles que sa profondeur et son altitude lors de quelques événements extrêmes à Fernie et Kananaskis sont mis en lumière. Cette profondeur (épaisseur) est évaluée tout en calculant l'altitude où la température du thermomètre-mouillé est nulle (limite supérieure) et celle où nous n'avons plus le contenu en glace (limite inférieure) durant chaque événement. La contribution des mouvements verticaux tels que ceux ascendants et descendants les flancs des montagnes est étudiée.

D'autre part, afin d'étendre l'étude sur une partie de la zone d'intérêt et avoir les détails des conditions atmosphériques en altitude, la structure verticale de quelques tempêtes extrêmes est ensuite étudiée. La localisation de la coupe verticale est déterminée par les endroits les plus touchés par de la pluie ou la présence des précipitations mixtes à la surface. Cette étude permet de faire ressortir la variabilité spatio-temporelle de la région de transition pluie-neige. De plus, elle fera ressortir aussi le type de précipitation en altitude, dans la région de transition et à la surface, ainsi que les mouvements verticaux, le profil vertical de température et d'humidité relative durant l'évènement.

2.3.5 Évolution de la région de transition pluie-neige

Il est question ici d'étudier l'évolution de la région de transition des précipitations dans un contexte de changement climatique en utilisant la simulation PGW. Cette simulation est une reprise des mêmes conditions que celle historique (CTL) mais ajoutée d'une perturbation climatique delta, calculée en utilisant le scénario climatique le plus pessimiste (RCP8.5). Ce qui voudrait dit une présence des mêmes systèmes météorologiques dans les deux simulations, mais une réponse thermodynamique des variables atmosphériques différentes.

Afin de caractériser cette évolution, l'identification d'un point de vue climatologique des événements de précipitations associées à une région de transition pluie-neige dans la simulation PGW est faite. Tout en utilisant les mêmes procédures et critères que dans la simulation CTL. Ensuite sur la base des quantités de précipitations ceux-ci sont classés en événement de pluie, de neige et mixte. Le même composite d'événements importants identifiés dans la simulation CTL l'est aussi dans PGW afin de comparer les caractéristiques des régions de transitions, puis évaluer l'évolution de celle-ci.

Comme pour la simulation CTL aux stations choisies, une climatologie sur 13 ans de la variabilité moyenne annuelle de l'isotherme 0°C est évaluée dans PGW. De même, les conditions atmosphériques spatio-temporelles en altitude sont étudiées lors de quelques événements extrêmes à partir d'une structure verticale, qui permettra de suivre son évolution. Ainsi que l'intensité et la distribution de chaque type de précipitation. Cette variabilité est comparée à celle de la simulation CTL afin d'estimer en moyenne de combien de mètres variera la région de transition pluie-neige dans les Rocheuses canadiennes dans le futur si les conditions semblables se produiraient.

CHAPITRE III

COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS

3.1 Accumulation de précipitation et température moyennes annuelles

Afin de montrer la performance du modèle régional WRF à reproduire les conditions climatiques et à justifier l'intérêt de l'utilisation de ses simulations pour notre étude, nous avons comparé l'accumulation de précipitation et la température moyennes annuelles issues de sa simulation rétrospective (CTL) aux observations des stations météorologiques et à la base de données DAYMET.

3.1.1 Simulation historique (CTL) et stations observations

La figure 3.1 montre la comparaison entre l'accumulation moyenne annuelle de précipitation issue de CTL et celle des stations d'observations. Les cercles représentent les valeurs moyennes d'observations enregistrées aux stations d'ECCC. Nous pouvons observer (figure 3.1) dans l'ensemble une bonne représentation des observations par le modèle et présentant ainsi une bonne corrélation entre l'accumulation de précipitation et l'élévation du terrain. Par exemple une moyenne annuelle plus élevée (600 mm/an) à Kananaskis qui est à 1474 m (hauteur dans le modèle) au-dessus du niveau moyen de la mer contrairement à une valeur de 350 mm/an à Kootenay qui est à 1050 m. Bien que nous puissions observer une surestimation à Pekisko, dans l'ensemble, la simulation concorde bien aux obser-

vations.

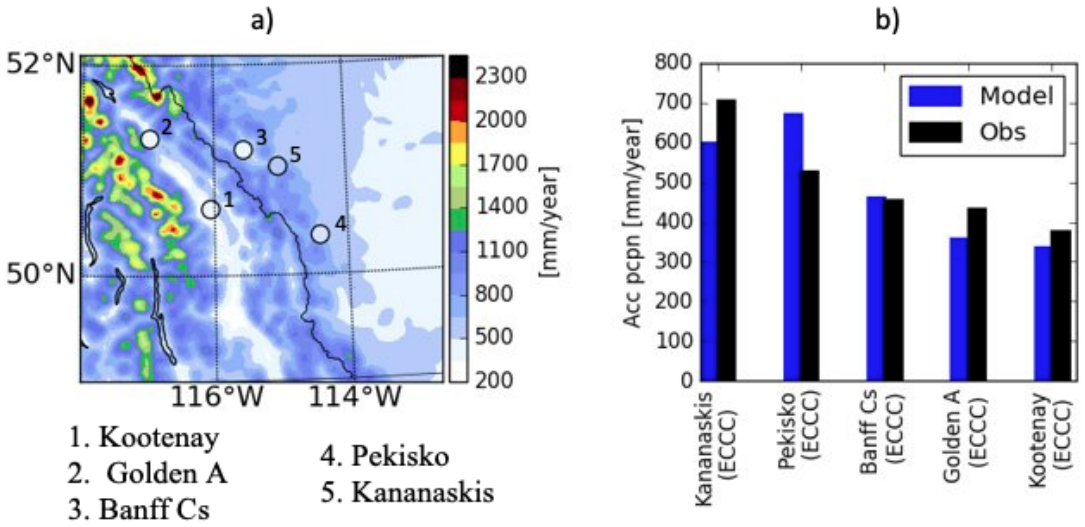

Figure 3.1: Accumulation moyenne annuelle de précipitation sur 13 ans (2000-2013), a) simulation WRF dont les cercles représentent les observations et b) diagramme comparatif de la simulation WRF à chaque station d'observation.

Cependant, le calcul de biais, RMSE et corrélation pour chaque saison a été effectué entre ces deux bases de données. Comme l'illustre le diagramme de dispersion des précipitations saisonnières simulées par rapport aux observations des stations (figure 3.2), la convergence des valeurs vers la droite x=y dans la plupart des sites confirme en outre la capacité du modèle à reproduire les précipitations orographiques. En moyenne, il n'y a pas de sous ou de surestimation systématique des précipitations saisonnières étant donné un coefficient de corrélation supérieur à 0.70 en toute saison, et un léger biais moyen de moins de 25 mm/an.

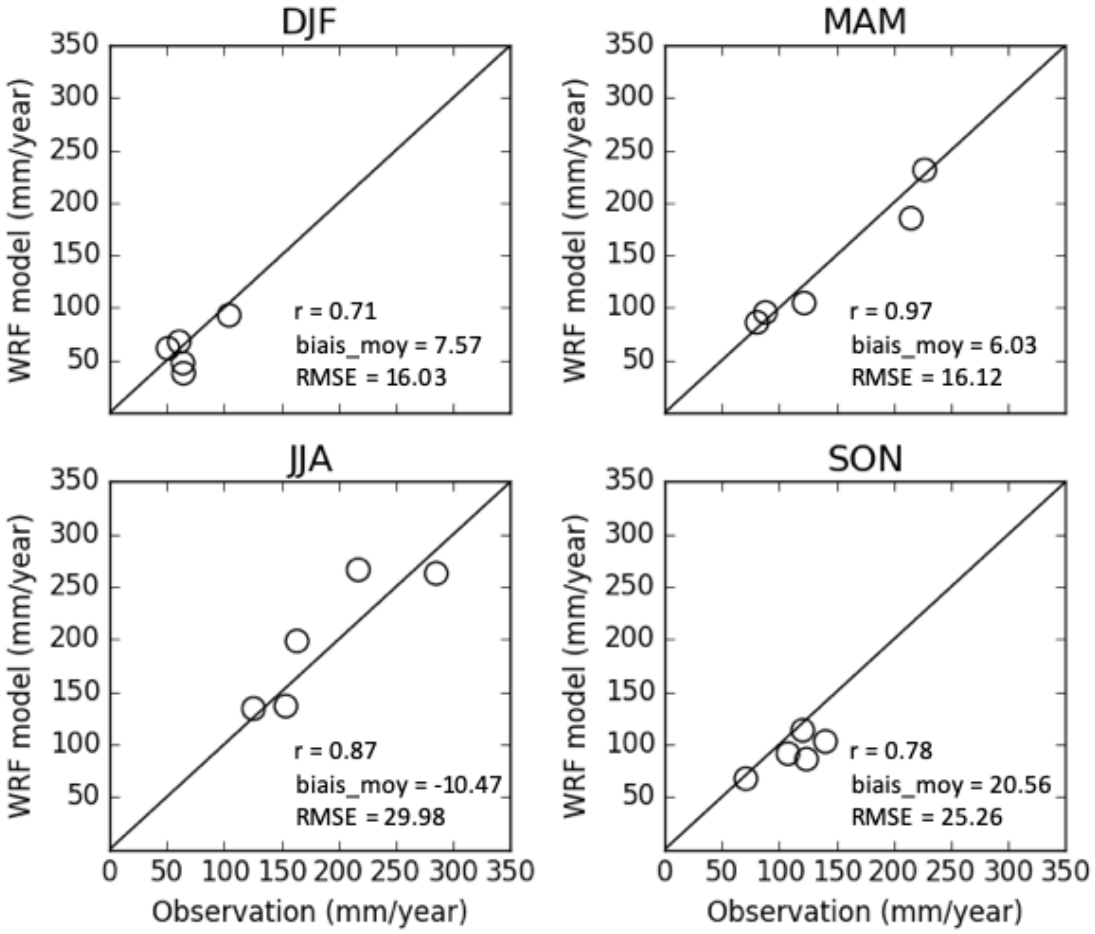

Figure 3.2: Diagramme de dispersion des moyennes annuelles de précipitations simulées et observées par saison sur 13 ans. Sont également inclus, le coefficient de corrélation (r), le biais moyen (biais-moy ; mm/an) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE ; mm/an). Les diagonales sont les droite x=y.

D'autre part, une étude comparée des moyennes annuelles de températures entre simulation et observations a été réalisée. Ainsi que des corrélations et RMSE ont été calculées. La figure 3.3 présente les résultats de cette étude. Il en ressort dans l'ensemble une concordance raisonnable entre la simulation et les observations. Les températures moyennes annuelles maximales sont dans les vallées et plaines à l'est des Rocheuses. On peut observer un coefficient de corrélation d'environ 0.82

et un RMSE de 1.2°C.

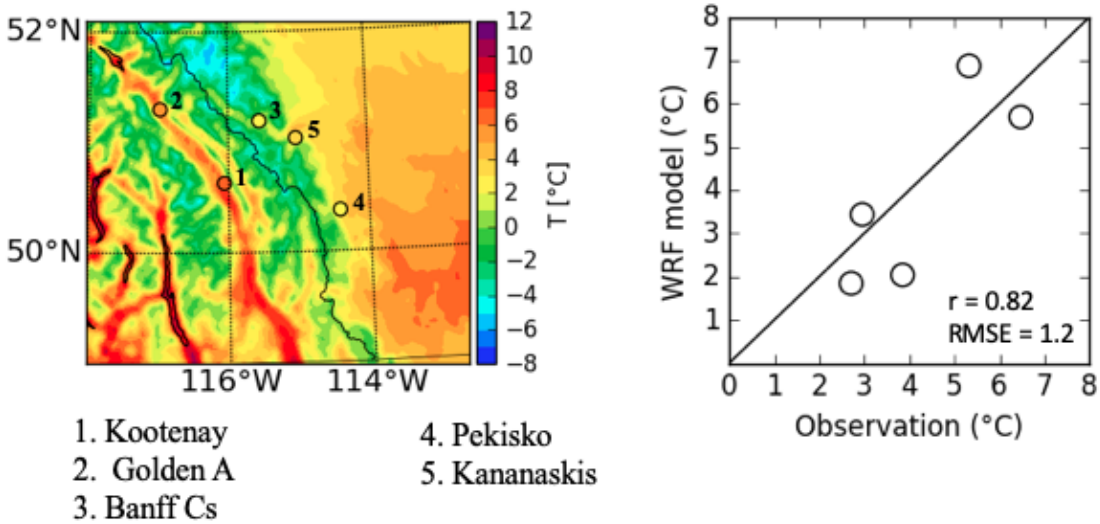

Figure 3.3: Température moyenne annuelle à 2 m (à gauche) et diagramme de dispersion des moyennes annuelles de températures aux stations (à droite) : simulées et observées.

3.1.2 Simulation historique et Données DAYMET

Étant donné que DAYMET sont des données quotidiennes des stations d'observations interpolées et maillées sur une grille de 1 x 1 km de résolution, nous avons modifié sa grille pour comparer avec WRF. La figure 3.4 montre en a) l'accumulation moyenne de précipitation dans WRF sur 2000-2013, en b) celle de DAYMET, en c) la moyenne des deux et en d) la différence entre les deux bases de données.

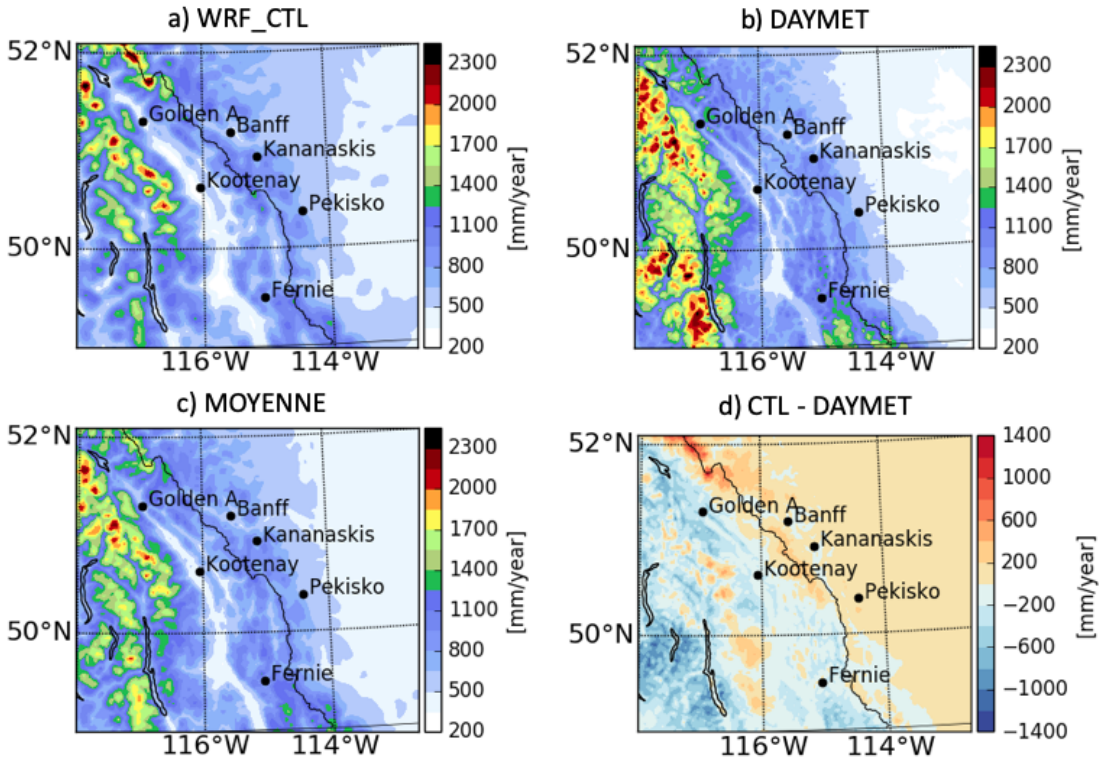

Figure 3.4: Accumulation moyenne annuelle de précipitation pour la simulation WRF en a) et les données d'observations DAYMET en b) à 4 km de résolution sur 13 ans. Les panneaux c) et d) réprésentent respectivement la moyenne et biais entre les deux bases de données.

De ces deux cartes comparatives d'accumulation (figure 3.4.a et 3.4.b), il en ressort d'un point de vue général, une même localisation climatologique des patrons de précipitations à l'ouest du domaine sur les hautes montagnes de la Colombie-Britannique (BC) malgré une sous-estimation des quantités de précipitations dans WRF par rapport à DAYMET. Nous pouvons aussi observer sur ces deux cartes (figure 3.4.a et 3.4.b) une même cohérence de l'accumulation moyenne de précipitation en fonction de l'élévation du terrain, qui se justifie par des valeurs plus élevées ($\sim$ 2300 mm) sur des hautes montagnes (ouest du domaine) à des valeurs moins élevées ($\sim$ 350 mm) dans les vallées et plaines (est du domaine). Même si

le modèle a bien représenté les patrons de précipitations, la figure 3.4.d de biais systématique montre qu'il est plus froid/humide dans les plaines et plus chaud/sec dans les hautes montagnes par rapport aux observations DAYMET.

L'étude statistique entre ces deux bases de données de précipitations nous donne un coefficient de corrélation de 0.86, un biais moyen annuel de 39.81 mm/an et une erreur quadratique moyenne annuelle (RMSE) de 267 mm/an. Ceci nous permet d'estimer le degré de représentativité de cette variable de précipitation par le modèle et confirme d'une part le choix porté sur l'utilisation des simulations de ce modèle pour la suite de notre étude.

Une analyse détaillée de la température à 2 m des deux bases de données a été réalisée. La figure 3.5 nous présente la température moyenne annuelle à 2 m pour WRF, DAYMET, la moyenne et le biais entre les deux (figure 3.5 a-d). Nous pouvons remarquer une bonne cohérence entre ces deux représentations (figure 3.5.a et 3.5.b) malgré les biais de traitement de données issus des algorithmes d'interpolations pour la production des données DAYMET. Bien que nous ayons ces biais de première ligne relativement faibles sur les données DAYMET, nous pouvons observer à la figure de différence (figure 3.5.d) des valeurs relativement proches de zéro dans les vallées et plaines de la région, ainsi qu'un faible biais de 2°C en moyen sur les montagnes.

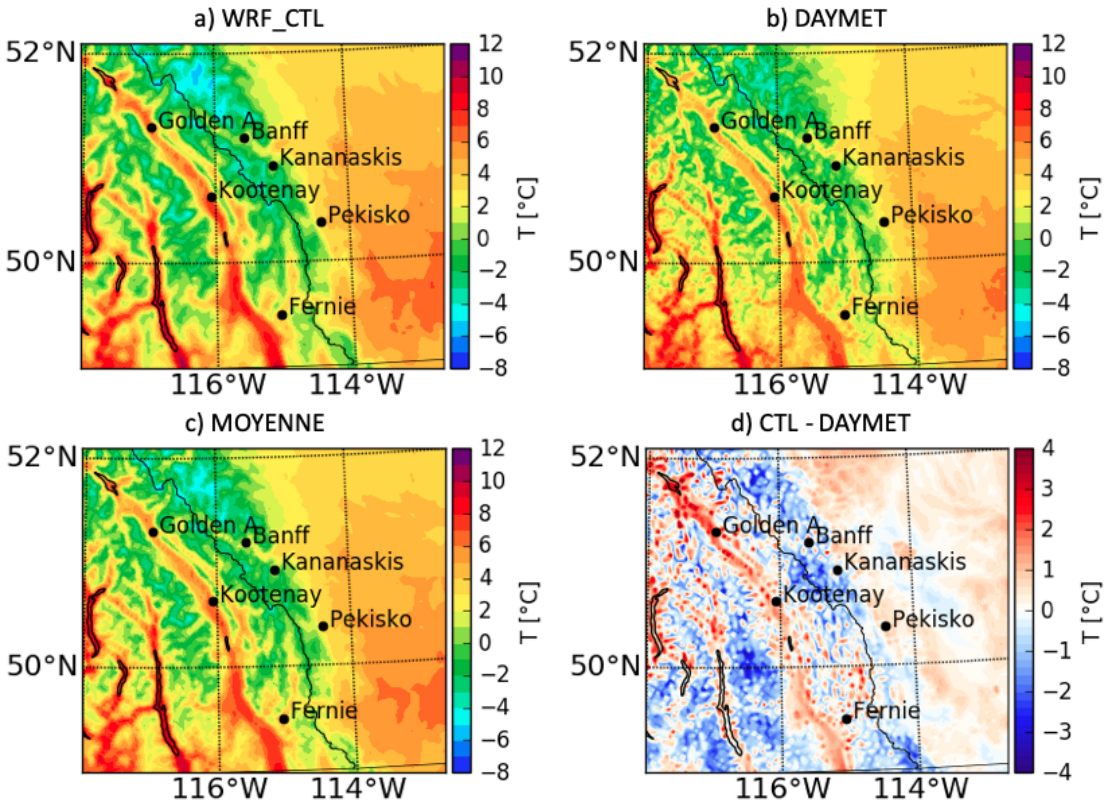

Figure 3.5: Température moyenne annuelle à 2 m pour : a) la simulation WRF et les données d'observations DAYMET en b) à 4 km de résolution sur 13 ans. Leurs moyenne et biais systématiques sont réprésentés aux panneaux c) et d).

3.1.3 Climatologie des précipitations saisonnière sur 13 ans

Durant 2000 - 2013, les Rocheuses canadiennes ont reçu d'importantes quantités de précipitations. La figure 3.6 montre l'analyse de l'accumulation totale saisonnière des précipitations simulées (CTL) entre le 1 octobre 2000 et le 30 septembre 2013 dont ces patrons climatologiques sont validés en les comparant aux données DAYMET remaillées à 4 km de résolution.

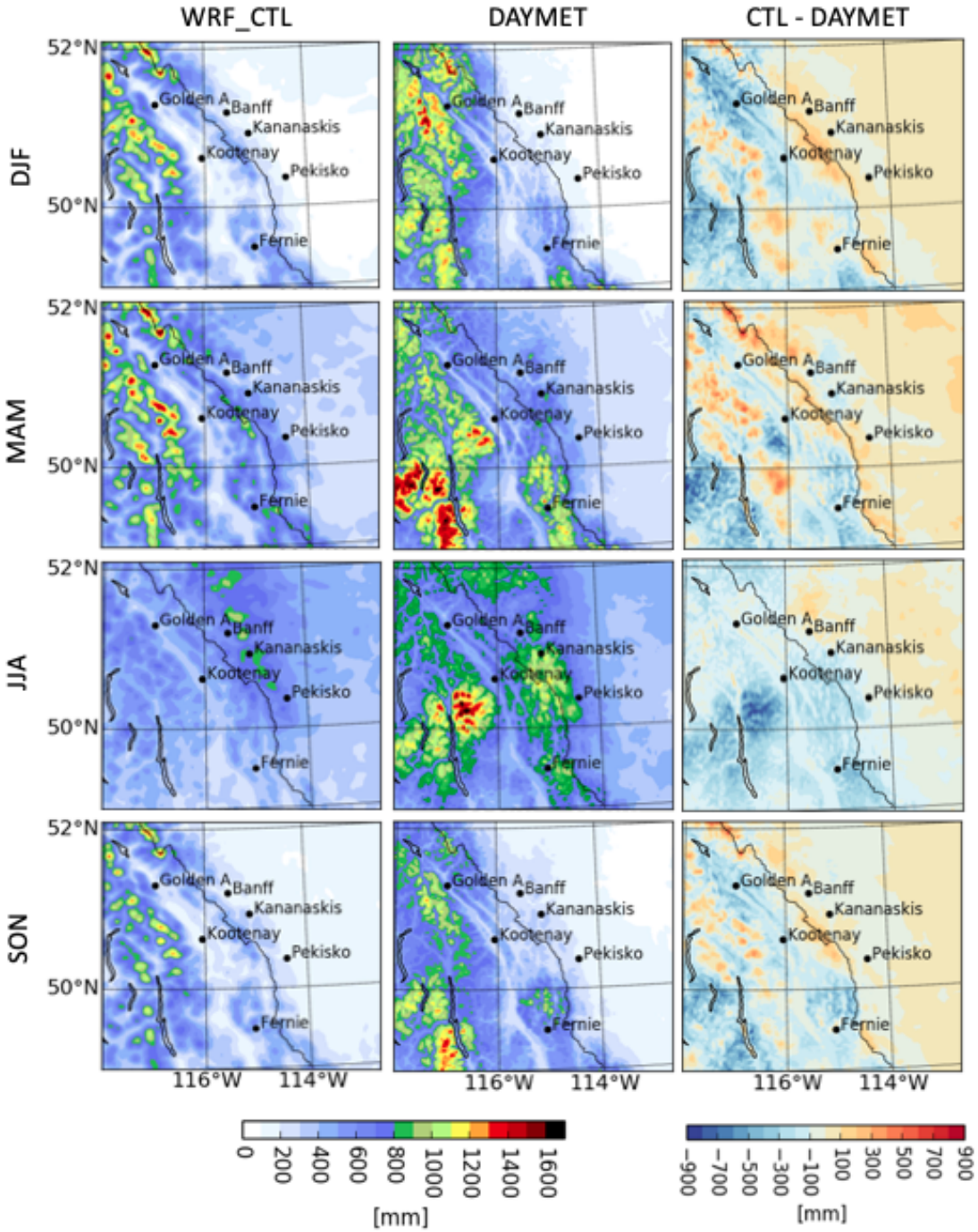

Figure 3.6: Distribution spatiale des précipitations accumulées par saison (mm/3 mois) sur 13 ans dans la simulation historique (CTL) comparée à DAYMET.

On remarque que des patrons de précipitations sont similaires à la fois dans la distribution spatiale et la saisonnalité malgré un biais sec sur les sommets montagneux de la Colombie-Britannique, entraînant l'absence de fortes précipitations saisonnières concentrées localement. Le coefficient de corrélation des motifs est supérieur à 0.76 pour toutes les saisons. WRF simule bien les modifications topographiques sur toute la région en toutes saisons. Il reproduit également de manière adéquate les précipitations généralisées sur la plaine sud de l'Alberta (c'est-à-dire la partie Est du domaine). Néanmoins, il existe des écarts comme indiqué dans la différence de précipitation (figure 3.6, dernière colonne la plus à droite). Parmi les autres lacunes importantes, mentionnons un biais sec JJA dans le sud-ouest du domaine.

CHAPITRE IV

CLIMATOLOGIE DES PRÉCIPITATIONS ET LEURS ÉVOLUTIONS DANS UN CLIMAT PLUS CHAUD ET HUMIDE

Afin d'avoir une idée rétrospective sur les quantités de différents types précipitations (solide et liquide) qui se sont produites dans les Rocheuses canadiennes d'octobre 2000 à septembre 2013 et une idée de leurs évolutions sur la même période de 13 ans, nous avons fait une climatologie de ces quantités de précipitations dans les deux simulations (CTL et PGW).

La figure 4.1 montre l'accumulation moyenne annuelle de précipitation totale, solide et liquide dans la simulation historique CTL (première colonne à gauche) et la simulation PGW (deuxième colonne). Nous constatons effectivement que dans les deux simulations les maximums de précipitation totale se trouvent à l'ouest du domaine avec des patrons sur les sommets montagneux de la Colombie-Britannique, tandis que les minimums sont dans les vallées et les plaines à l'est du domaine. Ces maximums sont en grande partie (80%) produits sous forme solide. Cependant, les vallées et plaines sont plus sujettes aux précipitations sous forme liquide comme nous pouvons le constater dans les vallées de la Colombie-Britannique (CB) et les plaines de l'Alberta (AB). Cette climatologie (CTL) montre dans l'ensemble que les hautes montagnes de la région reçoivent en moyenne plus de 2300 mm/an tandis que les plaines et vallées en reçoivent 800 mm/an en moyenne.

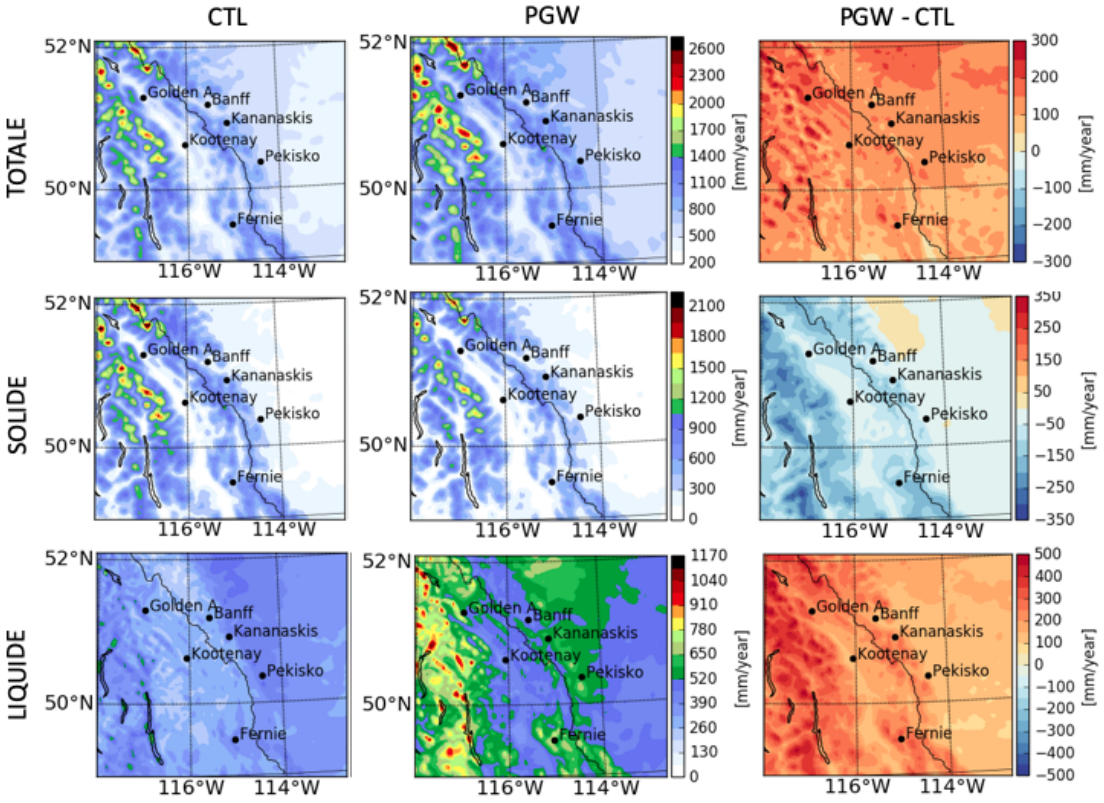

Figure 4.1: Accumulation moyenne annuelle des précipitations dans CTL et PGW, ainsi que leur différence sur 13 ans.

L'analyse des précipitations dans un contexte de réchauffement climatique (conditions plus chaudes et plus humides) suggère que la région est sujette à une augmentation de la quantité totale de précipitation. Ces précipitations seront principalement sous forme liquide (augmentation d'environ 10%). En revanche, une diminution des précipitations solides est obtenue particulièrement sur des hautes montagnes (figure 4.1, deuxième colonne). Cette augmentation pourra être plus importante à l'ouest et au centre du domaine (figure 4.1, deuxième colonne troisième ligne).

Comparer à la climatologie dans un contexte moins chaud et humide (CTL), il en ressort que sur 13 ans, les hautes montagnes de la région pourront recevoir

en moyenne plus 2600 mm/an et environ 1100 mm/an dans les plaines, ce qui conduirait à une augmentation moyenne $\sim$ 300 mm/an comme le présente la troisième colonne de la figure 4.1.

L'analyse de la différence de température moyenne à 2 m entre les deux simulations (CTL et PGW) dans ces Rocheuses est présentée à la figure 4.2. Il en ressort de celle-ci une augmentation de la température sur toute la région dans l'ensemble. Cette augmentation, en adéquation avec celle des quantités de précipitations liquides est plus importante ($\geq$5°C) sur les hautes montagnes et le nord-est du domaine. Toutefois, cette analyse montre que dans un contexte de réchauffement climatique sur 13 ans, les Rocheuses canadiennes pourront subir une augmentation moyenne de température de plus de 4°C si les conditions similaires que PGW se reproduisent.

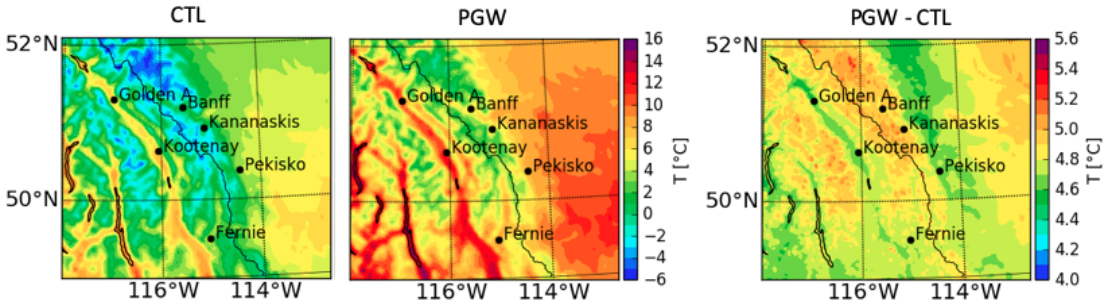

Figure 4.2: Température moyenne à 2 m dans les Rocheuses pour les simulations CTL et PGW.

4.1 Événements de précipitations de 2000-2013

Nous allons nous concentrer sur les différents types d'événements de précipitations produites d'octobre 2000 à septembre 2013 aux six stations choisies dans cette étude.

4.1.1 Climatologie des événements de précipitations dans CTL

La figure 4.2 montre la distribution moyenne annuelle de chaque type d'événement de précipitation en fonction de leur durée par intervalle d'heure aux stations météorologiques de Golden A, Kootenay, Fernie, Kananaskis, Pekisko et Banff classées par ordre croissant d'élévation du terrain. Les événements de neige (Snow) sont représentés ici en bleu, en vert ceux de pluie (Rain) et en rouge des événements mixtes (Mixed : Snow+Rain). Le maximum d'événements de précipitations s'est produit avec une durée $<$ 20 h et présente un plus grand nombre d'événements de pluie dans les vallées qu'en altitude. À l'instar de Golden A, 922 m au-dessus du niveau moyen de la mer, située au nord-est de la Colombie-Britannique et de Banff à 1579 m (élévation du modèle) située à l'ouest de l'Alberta.

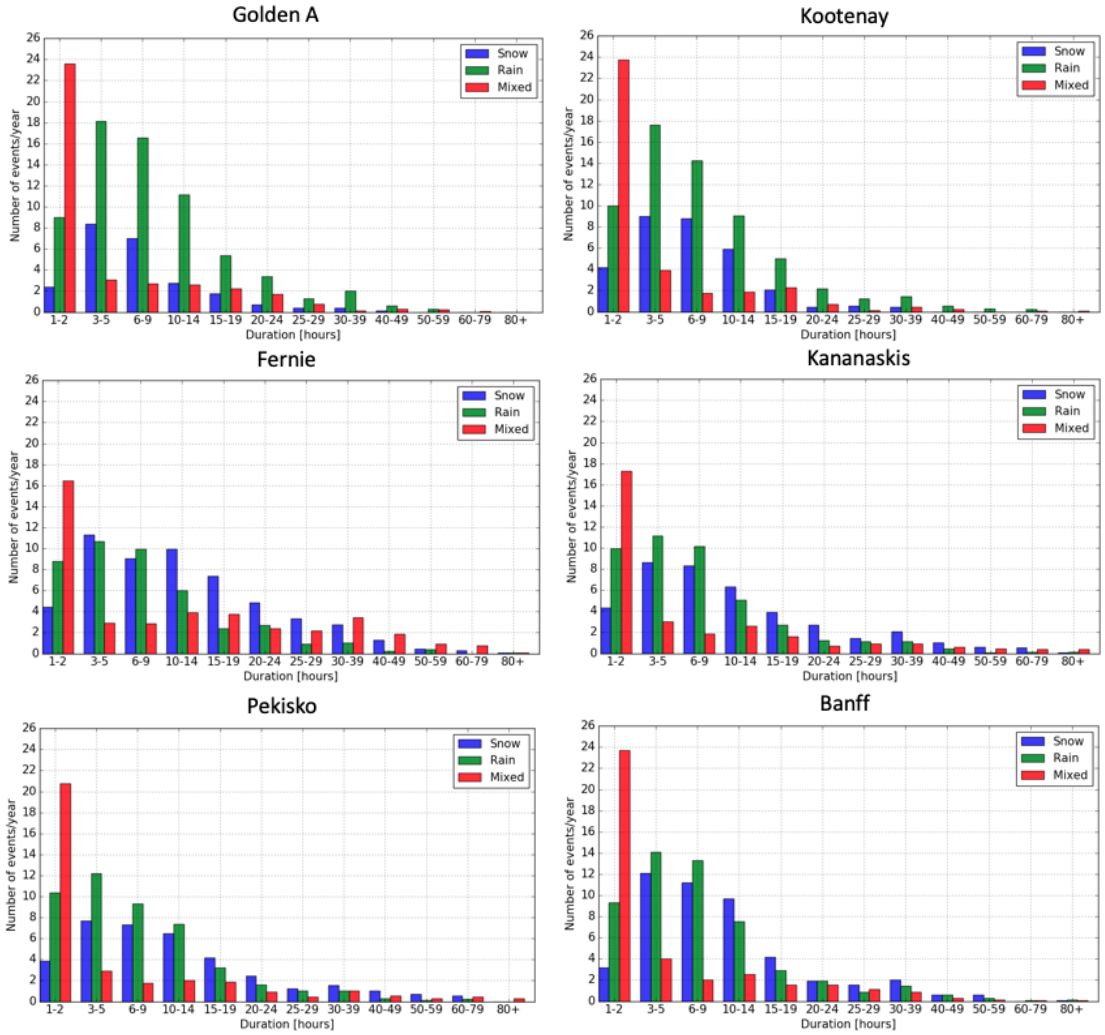

Figure 4.3: Distribution moyenne annuelle de chaque type d'événement de précipitations dans CTL sur la période 2000 – 2013. En bleu (Snow) : événement de neige ; en vert (Rain) : événement de pluie et en rouge (Mixed) : événement mixte (Rain+Snow).

D'autre part, nous remarquons un nombre plus élevé d'événements de précipitation en Colombie-Britannique, en occurrence aux stations de Golden A, Kootenay et Fernie qu'en Alberta aux stations de Kananaskis, Pekisko et Banff. Ce qui peut s'expliquer par la provenance majoritaire des systèmes dépressionnaires de

la côte ouest du Pacifique. Les événements de pluie et mixte à toutes les stations et sur presque toutes les durées suggèrent la présence d'une région de transition pluie-neige en altitude durant ces événements.

4.1.2 Climatologie des événements de précipitations dans PGW

L'évolution de la durée et type d'évènement de précipitation est étudiée en utilisant les simulations PGW. La figure 4.3 nous montre l'évolution annuelle de chaque type d'événement de précipitation dans les Rocheuses Canadiennes. On remarque dans l'ensemble que le plus grand nombre d'événements de précipitation se produira à des durées < 20 h (figure 4.3). Notons aussi une augmentation d'environ 10% des événements de pluie et une diminution des événements de neige comparée à la simulation historique (figure 4.3). On observe également une grande diminution du nombre d'événements de neige au profit des événements mixtes et/ou de pluie.

On remarque un nombre peu élevé des événements de longues durées ($>$24 h) comparée à ceux de courtes durées ($<$ 24 h) à toutes les stations. Il y a plusieurs évènements de précipitations mixtes ce qui se traduit par une variabilité des caractéristiques de la région de transition des précipitations, transformant une partie de la neige en pluie. Dans la suite de ce travail l'évolution des caractéristiques de cette dernière dans ces mêmes conditions de réchauffement sera étudiée pour certains cas d'événement.

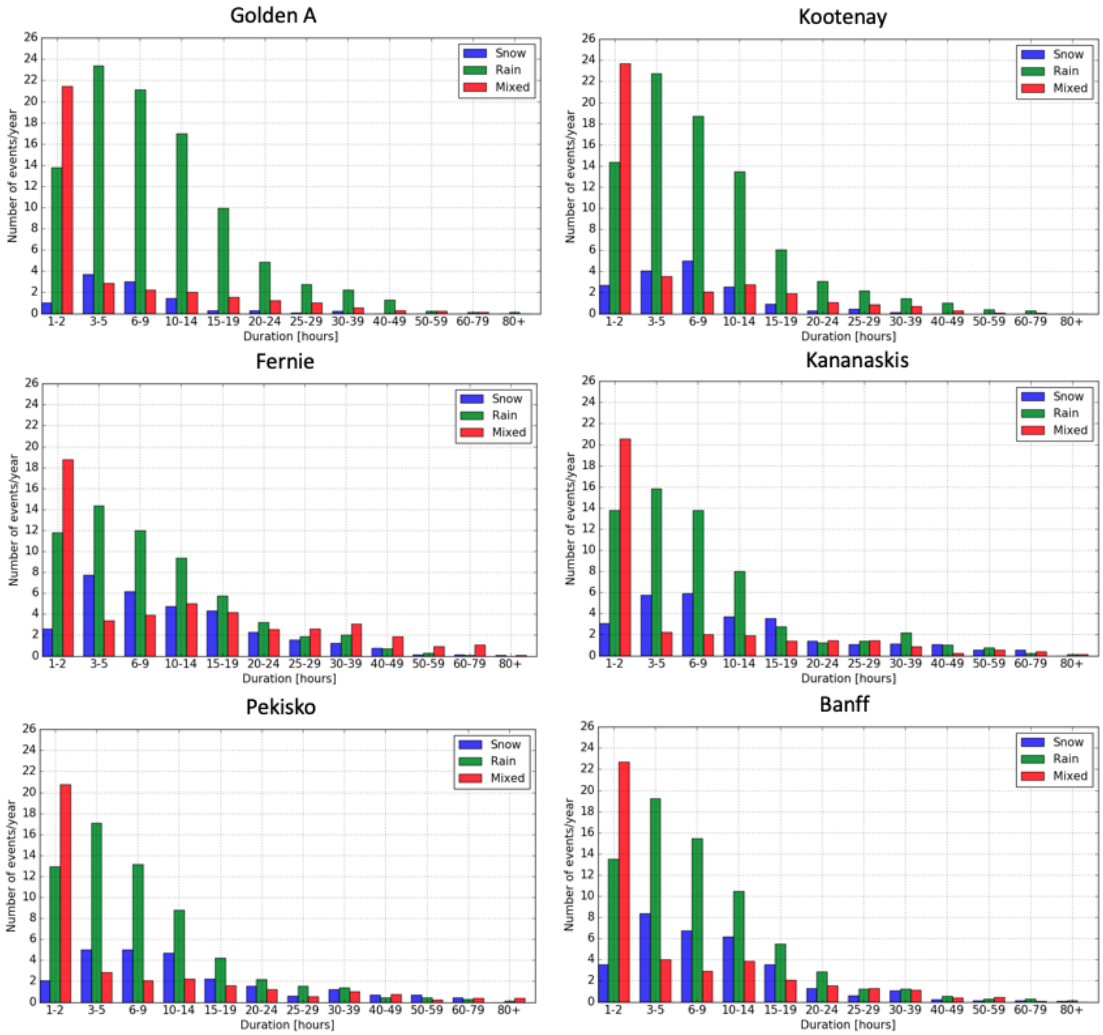

Figure 4.4: Distribution moyenne annuelle de chaque type d'événement de précipitations dans PGW sur la période 2000 – 2013.

4.1.3 Évolution des événements de précipitations

La figure 4.4 nous montre la proportion de chaque type d'événement de précipitation qui a été produit (CTL) et celle dans un contexte de réchauffement climatique si les conditions similaires que celles de la simulation PGW se produisent. Cette proportion est quantifiée aux six stations choisies pour notre étude et rangées ici

par ordre croissant d'élévation du terrain.

Pour la simulation rétrospective (CTL), on remarque qu'il y a généralement plus d'évènements de pluie en Colombie-Britannique qu'en Alberta. La proportion d'évènements mixtes est constante dans les deux provinces. L'altitude des stations joue aussi un rôle. Nous observons qu'il s'est produit plus d'événements de pluie ($\sim$ 50%) dans des basses altitudes que dans les altitudes plus élevées. À l'instar de Golden A (52% événements de pluie, 29% mixte et 19% neige) et Kootenay (49% événements de pluie, 28% mixte et 23% neige). Ceci pourrait peut-être s'expliquer par l'apport de chaleur et d'humidité de l'Océan Pacifique sur cette province engendrant des caractéristiques (altitude, température et épaisseur) de la région de transition des précipitations durant un événement un peu plus élevées qu'à l'est des Rocheuses (Alberta) conduisant à plus de fonte des hydrométéores gelés de ce côté.

Comparée à la simulation rétrospective (CTL), les résultats de la simulation PGW nous montre dans l'ensemble une augmentation ($\sim$ 10%) des événements de pluie dans toute la région issue de la transformation d'une partie d'événements de neige et/ou mixte. Bien que cette augmentation d'événements de pluie est dans toute la région montagneuse, on observe une très faible diminution d'événements mixtes en Alberta (Kananaskis, Pekisko et Banff) contrairement en Colombie-Britannique (Golden A, Kootenay et Fernie) dans PGW. Cela peut être dû à l'élévation du terrain, plus haut pour ces stations de l'Alberta qui contribue à réduire l'épaisseur de la couche de fonte.

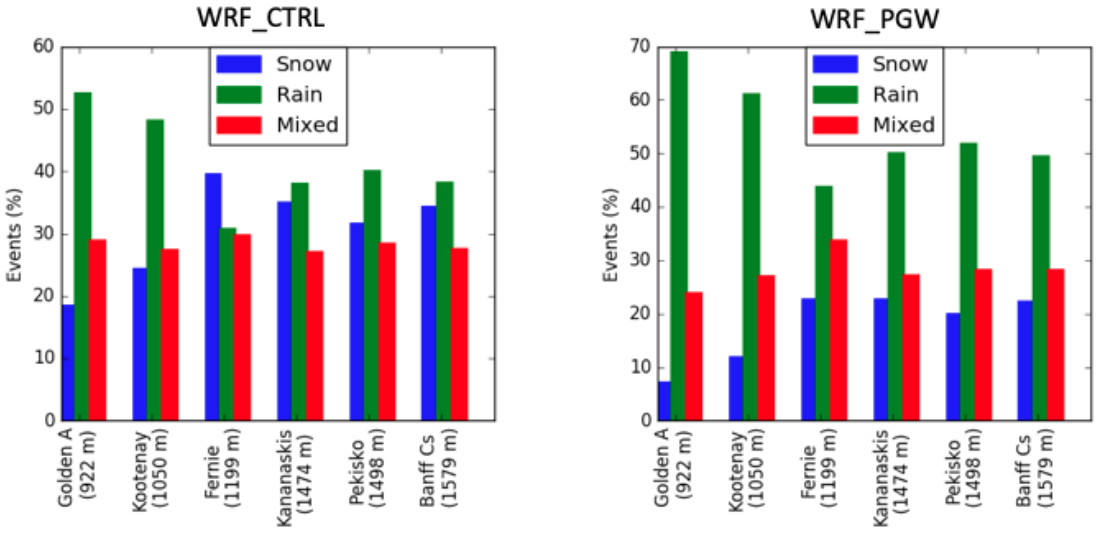

Figure 4.5: Proportion de chaque type d'événement de précipitations aux stations désignées dans CTL et PGW sur la période 2000 – 2013.

4.2 Climatologie sur 13 ans des précipitations mensuelles

Durant chaque année, les Rocheuses Canadiennes sont sujettes à des événements de précipitations associées ou non à une région de transition pluie-neige en altitude, contribuant à la production de différents types de précipitations à la surface.

La figure 4.5 montre l'accumulation mensuelle sur 13 ans de chaque type de précipitations (liquides et solides) aux différents sites choisis pour notre étude. Les données en rouge montrent l'accumulation totale de précipitation (Total), en bleu et vert les quantités de précipitations solide (Solid) et liquide (Liquid) respectivement. Les maximums de précipitations dans la région se produisent durant la période chaude, plus précisément de mars à septembre. Au printemps et en été, des quantités plus élevées de précipitations liquides se produisent à l'est de la ligne continentale de partage des eaux (Kananaskis, Pekisko et Banff ; Alberta) qu'à l'ouest de celle-ci (Golden A, Kootenay et Fernie ; Colombie-Britannique), en

particulier au mois de juin. Ceci peut être dû à la récurrence des vents de bas niveaux sur les versants est des Rocheuses canadiennes favorisées par les conditions météorologiques à grande échelle. Plusieurs inondations majeures se produisent à cette période de l'année. Par exemple l'événement de précipitation du 19 juin 2013 entraînant l'inondation au sud de l'Alberta.

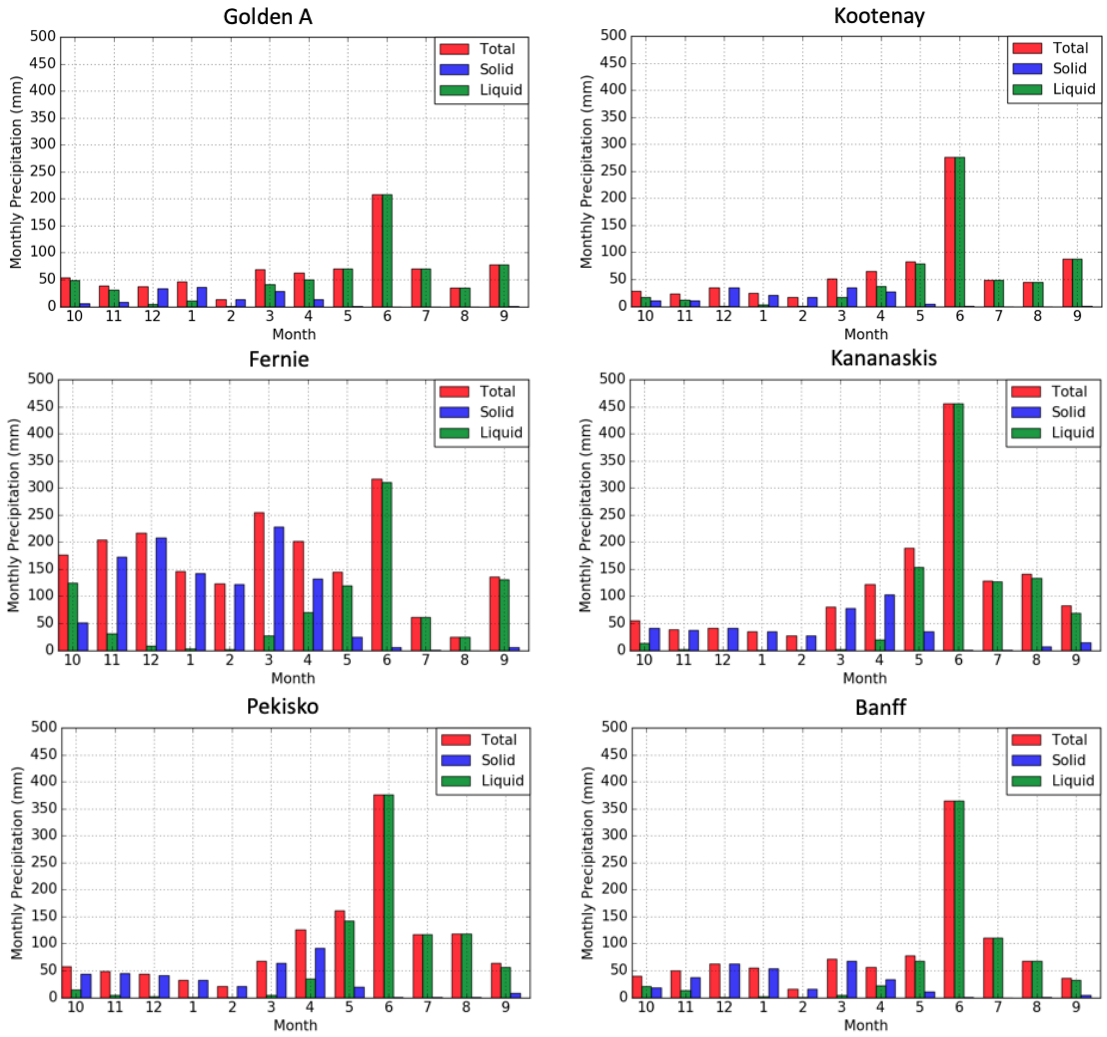

Figure 4.6: Accumulation mensuelle sur 13 ans de chaque type de précipitations (liquide et solide) dans la simulation CTL. En rouge (Total) : précipitation totale, en bleu (Solid) : précipitation solide et en vert (Liquid) : précipitation liquide.

Selon la climatologie à ces différents sites (figure 4.5), la pluie et la neige peuvent se produire à la surface entre septembre et mai, mais le mois le plus humide est juin. En revanche, même si la pluie et la neige se produisent à l'est et à l'ouest de la ligne de partage des eaux à une période similaire de l'année, les quantités maximales de précipitations varient d'un site à l'autre. Par exemple de septembre à avril, Fernie reçoit environ 3 fois plus de précipitations que Kananaskis bien que ce dernier soit à 300 m plus haut que Fernie (1199 m). Ceci peut être dû aux fortes précipitations apportées par les flux d'ouest venant de l'Océan Pacifique sur la Colombie-Britannique.

CHAPITRE V

ÉVOLUTION DE LA RÉGION DE TRANSITIONS DES PRÉCIPTIATIONS DANS UN CLIMAT PLUS CHAUD

Cette section présente des résultats issus de la simulation utilisant l'approche PGW en comparaison avec celle historique afin d'avoir une idée sur l'évolution de la région de transition des précipitations, sur le changement des quantités de précipitations si les conditions similaires se reproduisent dans le futur.

5.1 Comparaison des précipitations saisonnières entre CTL et PGW

Afin d'avoir une idée de la réponse thermodynamique des variables atmosphériques dans un contexte de réchauffement climatique futur, l'analyse des sorties de la deuxième simulation (PGW) produite par Liu et al. (2017) a été comparée à celle de la première (CTL).

La figure 5.1 montre la climatologie saisonnière des précipitations dans les deux simulations, ainsi que son pourcentage de changement par rapport à la simulation historique (CTL). Dans l'ensemble, nous assistons à un pourcentage de changement positif sur toute la région, sauf à certains endroits localisés de l'été (JJA). Ces changements sont plus prononcés sur les plaines de l'Alberta et dans les vallées de la Colombie-Britannique avec des valeurs allant jusqu'à 100%. Ceci peut s'expliquer en réponse à la perturbation climatique ajoutée pour la simulation

PGW, conduisant au changement des caractéristiques de la région de transition des précipitations (emplacement, épaisseur, température) et par conséquent au changement du type de précipitation à la surface comme le présente la figure 4.1 où nous observons une diminution des quantités de précipitations solides et une augmentation de la pluie.

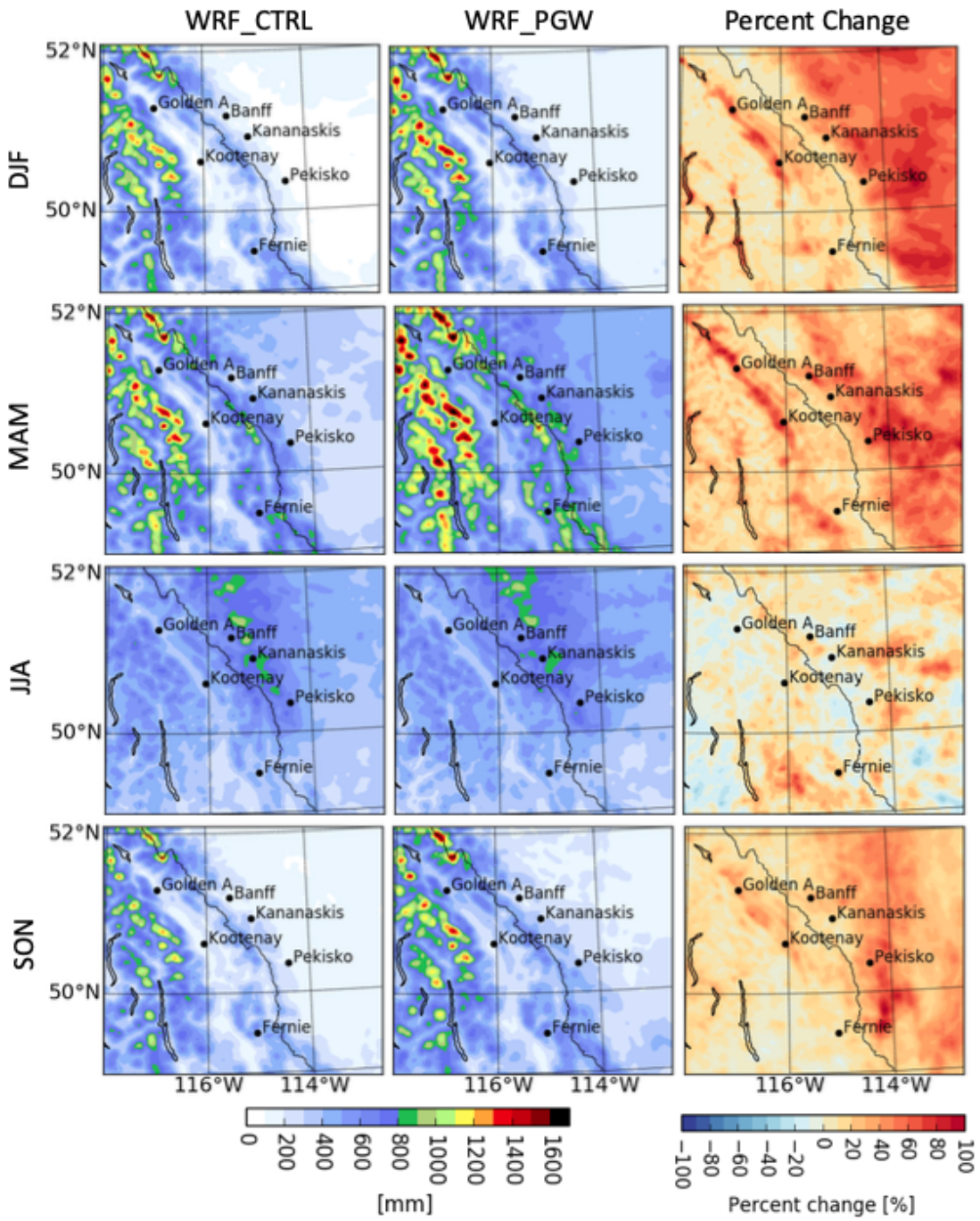

Figure 5.1: Climatologie saisonnière des précipitations dans les simulations CTL et PGW sur 13 ans. La colonne plus à droite représente le pourcentage de différence de PGW par rapport à la simulation CTL.

Nous pouvons toutefois remarquer sur cette figure 5.1 en hiver (DJF) et au printemps (MAM) un changement positif important particulièrement dans les plaines de l'Alberta. Ce changement peut être dû à l'augmentation des précipitations liquides (figure 4.1) dans ce contexte atmosphérique plus chaud et plus humide (PGW). Différente des autres saisons, JJA (figure 4.5, 3ème rangée) est sujette à une diminution des précipitations de 20 à 30% dans le sud-ouest et le sud-est du domaine, et une augmentation de plus de 40% est observée au sud et au nord-est du domaine. Dans l'apparence de JJA et SON, l'augmentation des précipitations au nord du domaine indique une augmentation et une expansion des précipitations liquides vers les régions polaires dans un climat plus chaud.

5.2 Évolution moyenne de l'altitude de l'isotherme 0°C

La phase de la précipitation à la surface dépend des conditions atmosphériques en altitude. Le haut de la couche de fonte est souvent associé avec l'isotherme 0°C. La figure 5.2 présente la climatologie annuelle de la variabilité moyenne de l'altitude de l'isotherme 0°C sur 13 ans aux différentes stations météorologiques choisies pour notre étude. Dans l'ensemble, nous pouvons observer une variabilité de l'altitude de l'isotherme 0°C durant l'année. Elle atteint l'altitude la plus élevée pendant la période chaude (mai à septembre) ce qui explique le maximum de précipitation liquide obtenu à la surface durant cette période (figure 4.5). L'isotherme 0°C est généralement en dessous de la surface pendant la période froide, particulièrement aux mois de décembre et janvier, et est maximum en été.

On remarque aussi une variabilité temporelle de la hauteur de l'isotherme 0°C (figure 5.2). Par exemple, durant l'été, l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C varie entre 2 et 4 km ASL dans les Rocheuses canadiennes ce qui donne une idée de la hauteur moyenne où la neige commence à fondre dans la région. De plus, durant la

période froide, même si les températures à la surface sont généralement sous 0°C, on remarque des courtes périodes où l'isotherme 0°C est au-dessus de la surface. Par exemple, au début février à Kootenay ou encore à Golden (figure 5.2).

5.3 Comparaison de la variabilité moyenne de l'altitude de l'isotherme 0°C

Les caractéristiques de la région de transition des précipitations liées à la température et l'humidité relative sont sujettes à une modification dans un climat plus chaud et plus humide.

La figure 5.2 présente la climatologie (sur 13 ans) de l'évolution moyenne annuelle de l'isotherme 0°C dans la simulation PGW comparée à celle de CTL à chaque station d'étude dans les Rocheuses canadiennes. Les données en noir montrent les valeurs de la simulation rétrospective (CTL) et celles en rouge pour la simulation PGW. Dans l'ensemble, nous observons une variabilité moyenne similaire de l'isotherme 0°C entre les deux simulations tout au long de l'année et toutefois plus importante au printemps. Cependant, cet isotherme a une altitude plus élevée tout au long de l'année dans la simulation PGW comparée à CTL. Malgré cette altitude élevée, tout comme CTL, elle présente ces valeurs minimales pendant la période froide (novembre à avril) et maximales pendant la période chaude.

D'après ces résultats et par rapport à la simulation rétrospective, l'isotherme 0°C pourrait augmenter en moyenne de 100 m pendant la période froide et de 600 m pendant la période chaude (mai à octobre) dans les Rocheuses canadiennes dans la simulation PGW sur 13 ans. Malgré cette similarité dans la moyenne à chaque station dans la région, il est important de mentionner que l'isotherme 0°C varie différemment d'un événement de précipitation à l'autre, d'une année à l'autre et d'un lieu à un autre.

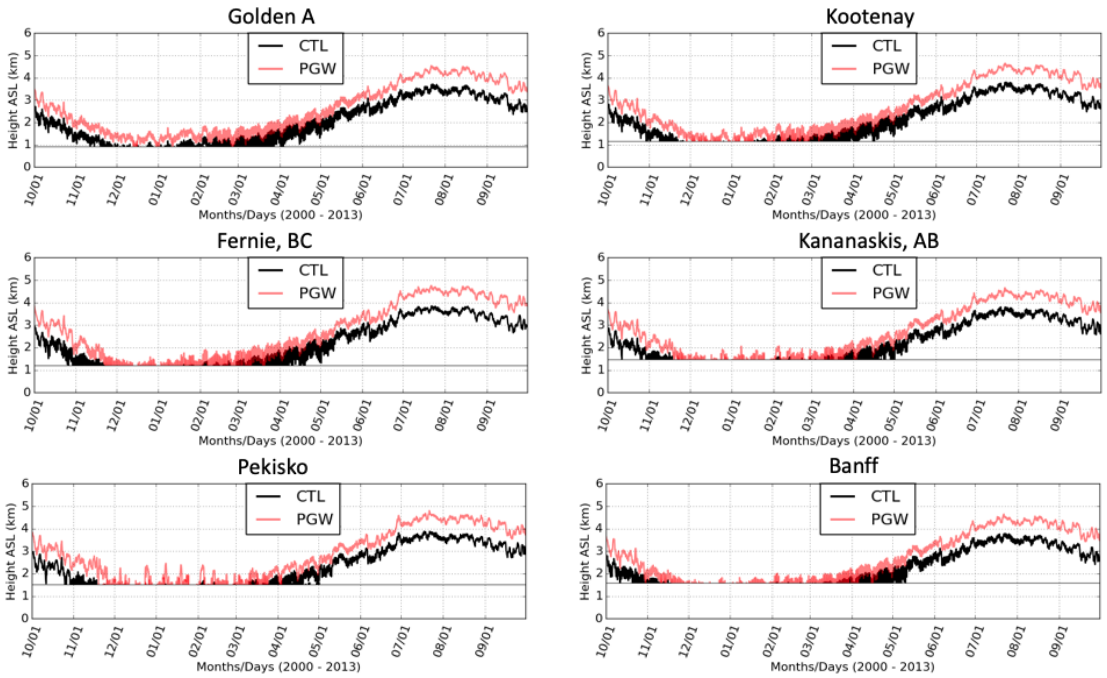

Figure 5.2: Climatologie sur 13 ans de l'évolution moyenne annuelle de l'altitude de l'isotherme 0°C à chaque site d'étude dans les Rocheuses canadiennes.

Finalement, bien qu'on remarque une grande variabilité climatologique de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses canadiennes, il est important de mentionner qu'elle varie aussi différemment d'un événement à l'autre, d'une saison à l'autre et d'un lieu à l'autre. Le chapitre suivant nous présentera en détail la variabilité de cette région de transition pour quelques cas d'événements de précipitations ayant lieu dans ces Rocheuses.

CHAPITRE VI

ÉTUDE DE CAS

Au printemps, le versant est des Rocheuses canadiennes est souvent associé avec des évènements de précipitations extrêmes menant à des inondations majeures. Deux de ces évènements sont présentés dans ce chapitre.

6.1 Inondation du 06 juin 2005 dans les Rocheuses canadiennes

La figure 6.1 présente une distribution de ces événements sur l'année 2004 – 2005 fonctions des intervalles de leurs durées à deux sites. L'un en Colombie Britannique (Fernie) et l'autre en Alberta (Kananaskis). L'événement du 06 juin 2005 a amené plus de 180 mm de précipitation en quelques jours. Cet évènement a duré environ 66 h à Kananaskis et produit un mélange de précipitations (en rouge) et environ 54 h à Fernie avec que des précipitations liquides (en vert). Les caractéristiques telles que l'accumulation, la variabilité spatiale et temporelle de la région de transition des précipitations durant l'événement seront présentées en détail dans les sous-sections suivantes.

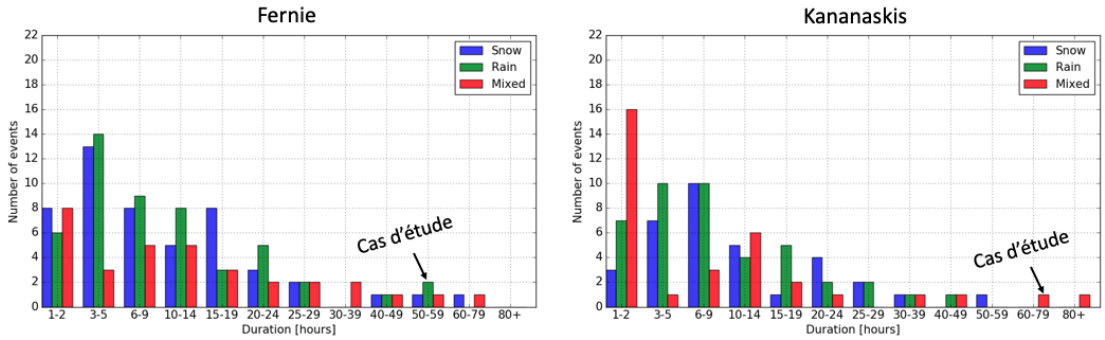

Figure 6.1: Distribution annuelle des événements de précipitations dans CTL sur deux sites durant 2004 – 2005.

La distribution spatiale des précipitations à la surface entre le 06 et le 08 juin 2005 à 1500 UTC inclusivement est étudiée grâce à la simulation CTL (Figure 6.2). Dans l'ensemble environ 94% des précipitations totales se sont produits sous forme liquide et on remarque de faible accumulation de neige.

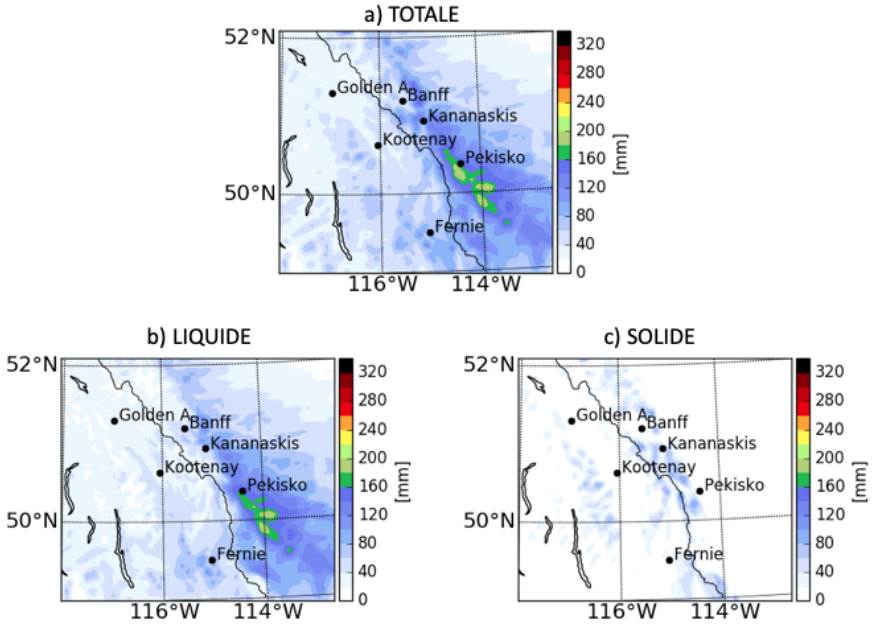

Figure 6.2: Distribution spatiale du cumul des précipitations de l'événement (du 06 juin à 0000 UTC au 08 juin 1500 UTC).

Afin de mieux comprendre la répartition spatiale du type de précipitation à la surface, nous avons défini une coupe verticale de la température et du mouvement vertical de l'air (Figures 6.3 et 6.4) à 2 moments durant l'évènement. Nous remarquons un taux de précipitation élevé au début de l'évènement et la présence d'une région de transition des précipitations à 2,7 km au-dessus du niveau de la mer avec une épaisseur d'environ 0,7 km tout au long des deux coupes (figure 6.3). Ces conditions ont mené aux précipitations liquides le long des deux coupes. Cependant, sur la coupe C-D plus au nord, nous pouvons aussi noter la présence des flocons de neige aux altitudes plus élevées ($>$ 2 km) due à une diminution de l'épaisseur de la couche de fonte à cet endroit par la topographie.

Malgré une topographie différente le long des deux coupes verticales, nous observons une épaisseur similaire de la région de transition des précipitations (figure 6.3) avant le début des précipitations. La figure 6.4 présente les mêmes coupes verticales mais le 08 juin 2005 à 0600 UTC vers la fin de l'événement permettant de quantifier l'évolution de la région de transition de précipitations.

On remarque une diminution de l'épaisseur de la couche de fonte. En effet, 2 jours après d'intense précipitations, la région de transition sur la coupe A-B, au sud du domaine, a subi un abaissement $\sim$ 0,5 km en gardant son sommet au-dessus de la surface. Par ailleurs, celle de la coupe C-D, au nord du domaine a subi un abaissement $\sim$ 0,7 km et une diminution considérable de son épaisseur. De la neige pourrait avoir atteint la surface vers la fin de l'évènement à des altitudes élevées. Par conséquent, la région de transition des précipitations varie différemment spatialement durant un même événement.

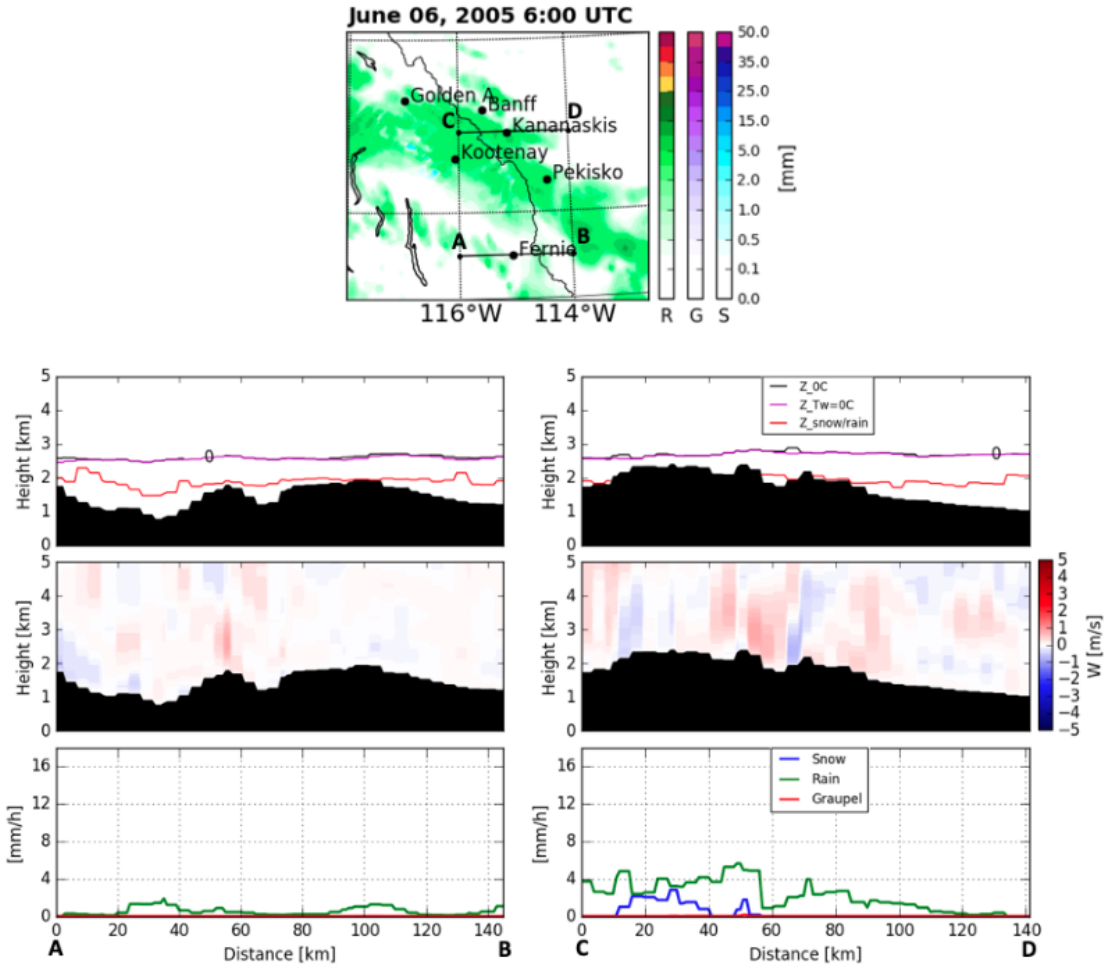

Figure 6.3: Coupe verticale transversale de la variabilité spatiale de la région de transition des précipitations, ainsi que l'intensité du mouvement verticale et le taux de précipitation produit à la surface le 06 juin 2005 à 0600 UTC. Les légendes R (pour Rain), G (pour Graupel) et S (pour Snow) représentent respectivement les taux intantanés de pluie, graupel et de neige. L'axe des abscisses représente la distance partant de l'ouest à gauche en est à droite de la figure. Le Z_0C (noir), $Z_Tw = 0C$ (magenta) et $Z_snow/rain$ (rouge) représentent respectivement les altitudes de l'isotherme 0°C, de Tw=0°C et de la ligne pluie-neige (niveau où la neige a complètement fondue en pluie).

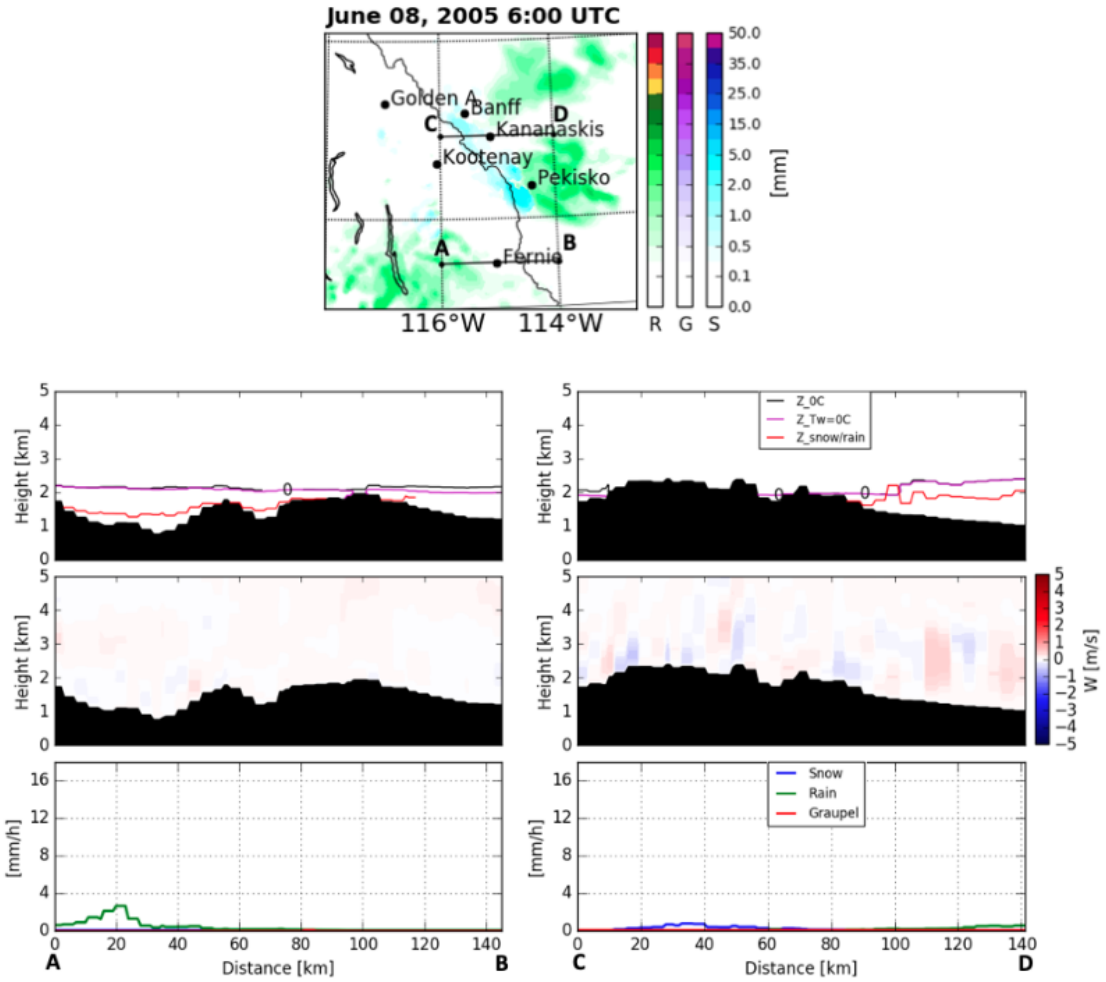

Figure 6.4: Identique à la figure 6.3 mais 2 jours plus tard (le 08 juin 2005 à 0600 UTC).

Afin de mieux caractériser la variabilité de la région de transition des précipitations durant un événement, il est important d'étudier aussi son évolution temporelle. L'évolution temporelle des conditions météorologiques durant l'évènement est montrée à la figure 6.5. L'événement ayant débuté en Alberta (Kananaskis), s'est ensuite propagé vers l'ouest en Colombie-Britannique (Fernie). En effet, à Fernie, au début de l'événement (06 juin à 0000 UTC), la région de transition était à 2 km environ au-dessus de la surface avec une épaisseur de $\sim$ 2 km. Dès le

début des précipitations, elle a subi un refroidissement abrupt qui peut être dû à la fonte des hydrométéores gelés (figure 6.5, première colonne). Nous remarquons aussi une diminution simultanément de la température à basse altitude qui pourrait être aussi influencée par le cycle diurne. Par ailleurs, au début de l'événement à Kananaskis, la région de transition était à 1,4 km environ au-dessus de la surface avec une épaisseur de $\sim$ 0,8 km. Elle diminue constamment tout au long de l'événement pour atteindre $\sim$ 0,5 km AGL (figure 6.5, deuxième colonne). Du côté de Kananaskis, nous pouvons remarquer la présence des précipitations solides à la surface vers la fin de l'événement (après 1200 UTC le 07 juin). L'apparition des précipitations solides peut s'explique par la couche d'air chaude peu profonde à ce moment.

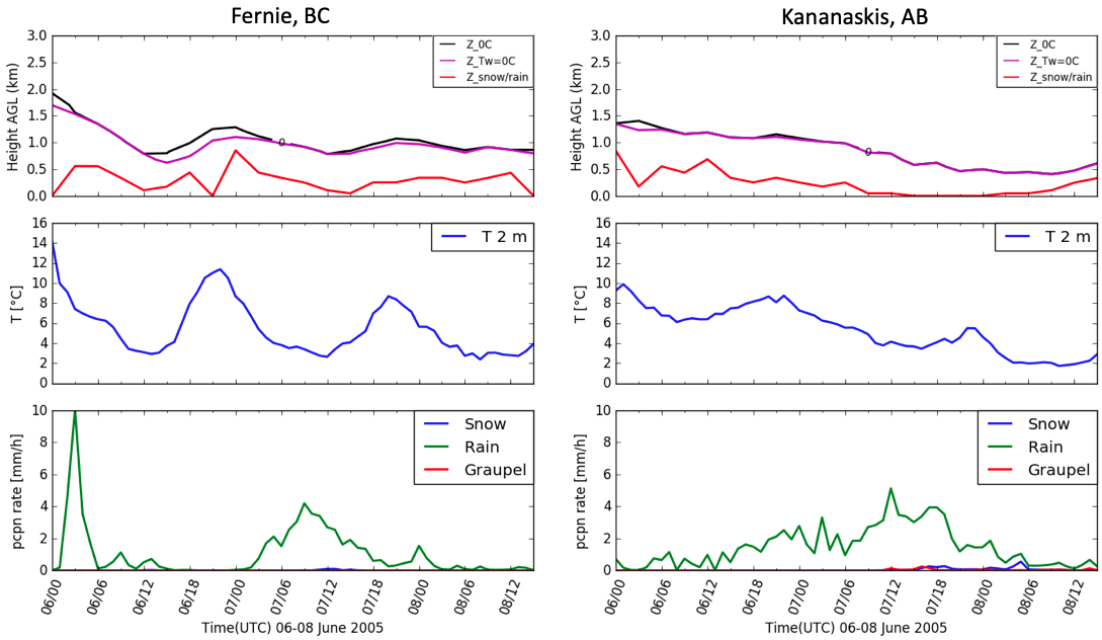

Figure 6.5: Variabilité temporelle des caractéristiques de la région de transition des précipitations durant l'événement (du 06 juin à 0000 UTC au 08 juin 1500 UTC).

6.1.1 Évolution de la région de transition des précipitations

Les caractéristiques de la région de transition des précipitations durant l'événement du 06 juin 2005 dans la simulation rétrospective (CTL) et son évolution dans un contexte climatique plus chaud et plus humide (PGW) sont évaluées.

Dans ce même contexte climatique, nous avons aussi étudié l'évolution des quantités et types de précipitations à la surface durant cet événement. Ainsi, la figure 6.6 présente la différence d'accumulation de chaque type de précipitation dans les deux simulations (CTL et PGW). Nous pouvons remarquer à première vue une augmentation des quantités de précipitations totale et liquide, puis une diminution des quantités solides dans un contexte de réchauffement climatique (PGW). Cette augmentation est principalement des précipitations liquides avec des maximums toujours sur le flanc est des Rocheuses Canadiennes. Malgré cette augmentation atteignant les 160 mm à certains endroits (figure 6.6, première ligne), nous pouvons observer une diminution localisée dans le sud de l'Alberta et à certains endroits du sud de la Colombie Britannique. Par ailleurs, on remarque une diminution des précipitations solides dans la simulation PGW.

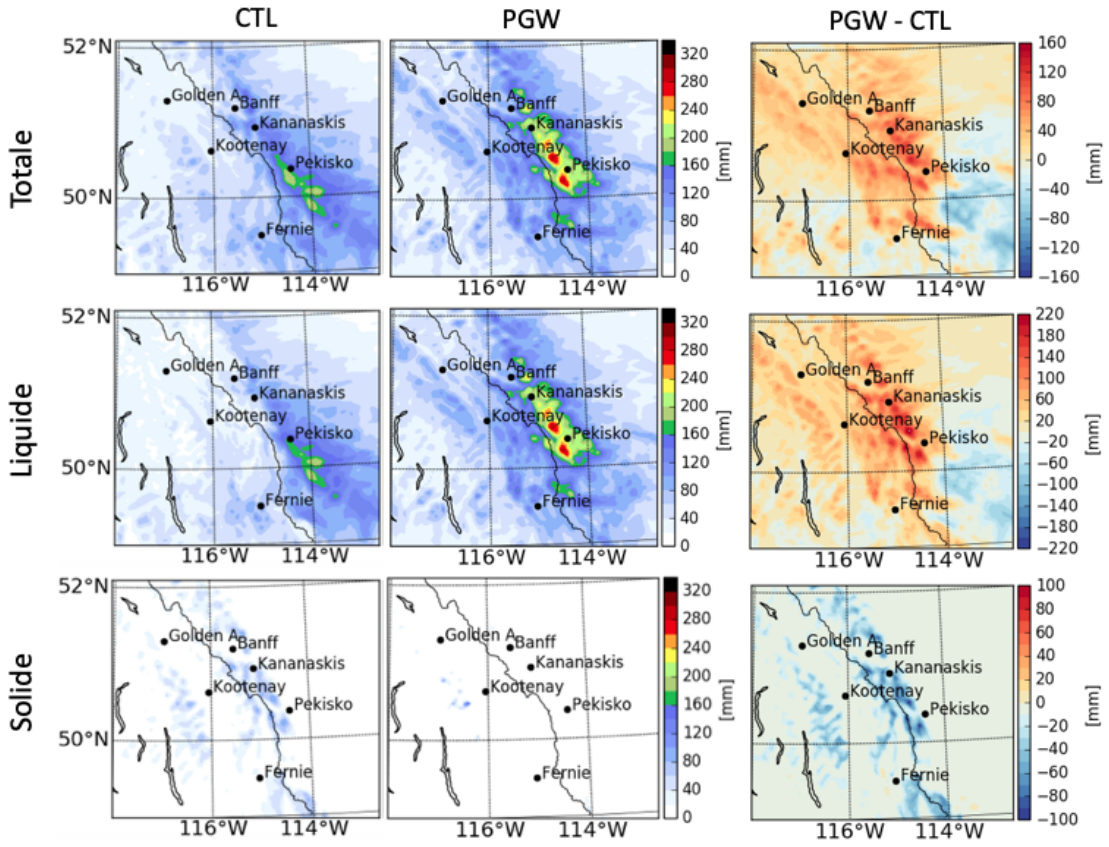

Figure 6.6: Distribution spatiale cumulée de chaque type de précipitation pour l'événement (06 juin à 0000 UTC au 08 juin 2005 à 1500 UTC) dans CTL et PGW.

La figure 6.7 met en relief l'évolution de la région de transition des précipitations durant le même événement dans la simulation PGW (colonne de droite) comparée à celle de CTL (colonne de gauche) aux sites de Fernie et Kananaskis. Dans l'ensemble, on remarque une augmentation de l'altitude et de l'épaisseur moyenne de la région de transition des précipitations aux deux sites dans la simulation PGW comparée à CTL ($\sim$ 0,5 km à Fernie et $\sim$ 0,8 km à Kananaskis), ce qui est en accord avec l'augmentation de la température d'environ 4°C à Fernie et 5°C à Kananaskis dans PGW. Cependant, cette région de transition est aussi

variable tout au long de l'événement que celle dans CTL, mais avec une épaisseur relativement plus grande, favorisant plus de fonte d'hydrométéores gelés et par conséquent plus de précipitation liquide à la surface (figure 6.7, ligne 3 et 6).

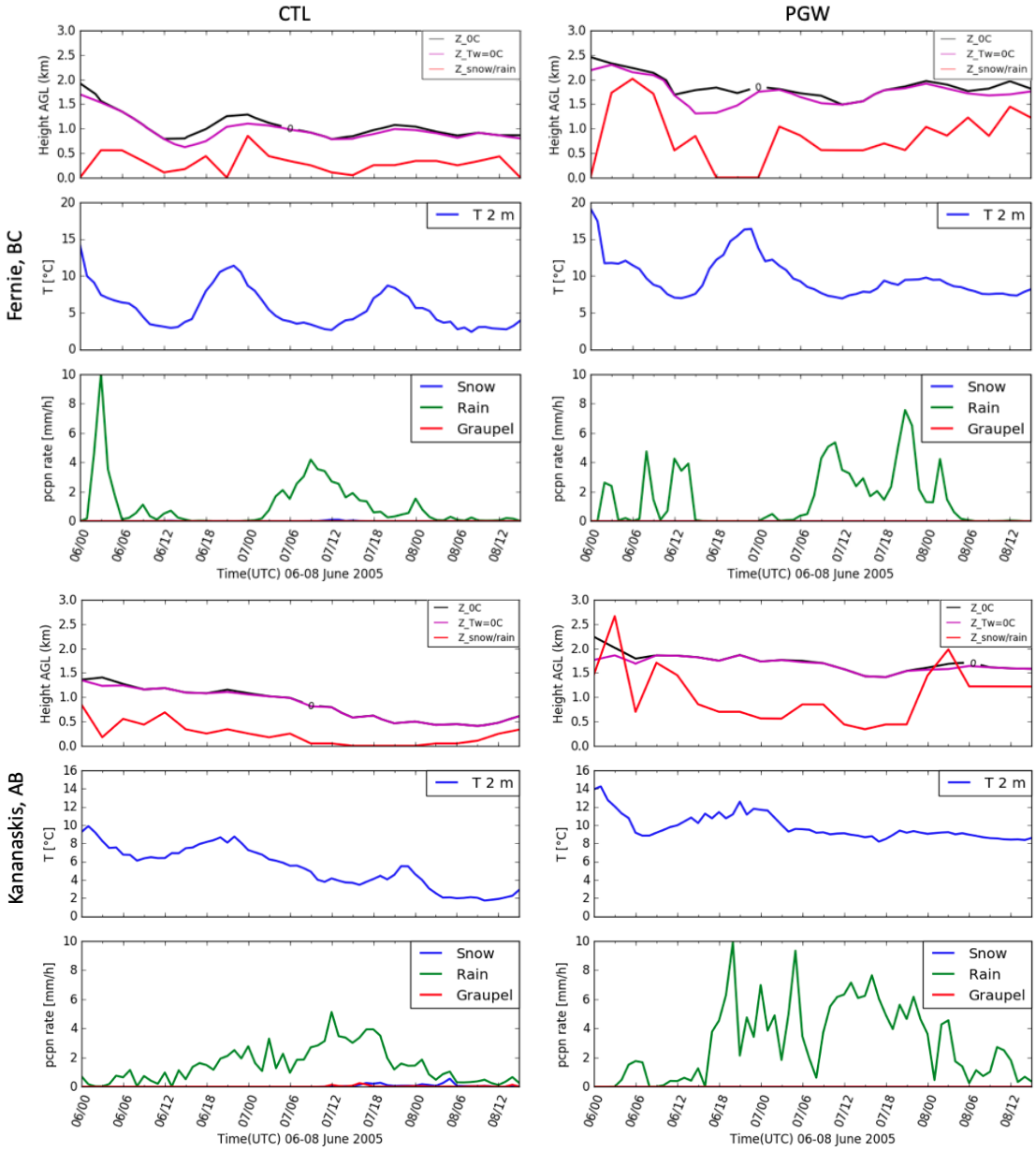

Figure 6.7: Évolution de la région de transition des précipitations dans la simulation PGW comparée à CTL durant l'événement du 06 juin 2005.

6.2 Inondation du 19 juin 2013 dans les Rocheuses Canadiennes

L'inondation historique du 19 juin 2013 de la région de Calgary (AB) a produit plus de 300 mm de pluie par endroit. Cet évènement a été beaucoup étudié. Par exemple par Milrad et al. (2015) ; Li et al. (2016) ; Liu et al. (2016) ; Kochtubajda et al. (2016) et Stewart et al. (2020).

6.2.1 Distribution des événements de précipitations sur 2012-2013

La figure 6.8 montre la distribution des événements de précipitations fonction des intervalles de leurs durées à deux sites (Fernie et Kananaskis) dans les Rocheuses sur cette année d'inondation 2012-2013. Cet événement de pluie associée aux vents d'est a débuté au sud de l'Alberta avant de s'étendre vers l'ouest, faisant près 62 h à Kananaskis et 54 h à Fernie comme nous pouvons l'observer sur la figure 6.8 ci-dessous. Celle-ci présente aussi un plus grand nombre d'événement de pluie (Rain) à Kananaskis comparé à Fernie durant cette année.

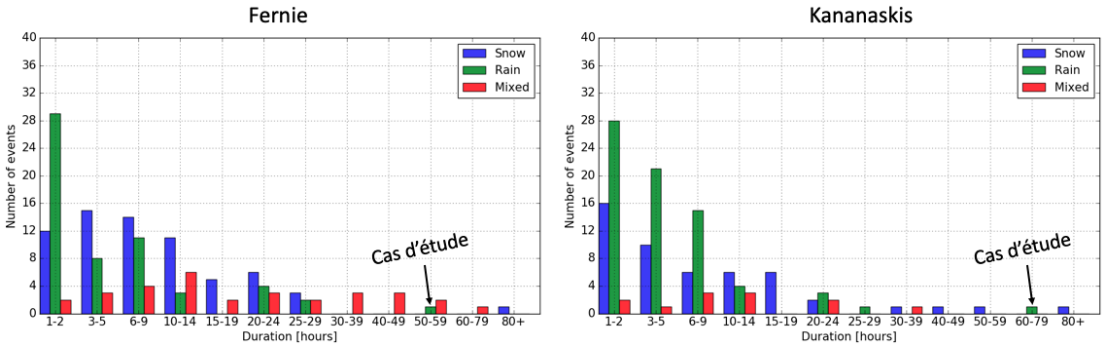

Figure 6.8: Distribution annuelle des événements de précipitations dans CTL sur 2012 – 2013.

Durant l'événement, d'énorme quantités de précipitations sont tombées dans la région (plus de 300mm). La figure 6.9 nous présente l'accumulation spatiale de

chaque type de précipitation pour cet événement d'inondation. L'accumulation totale des précipitations est présentée ici à la figure 6.9a, celle des précipitations liquides (pluies) à la figure 6.9b et l'accumulation de neige à la figure 6.9c.

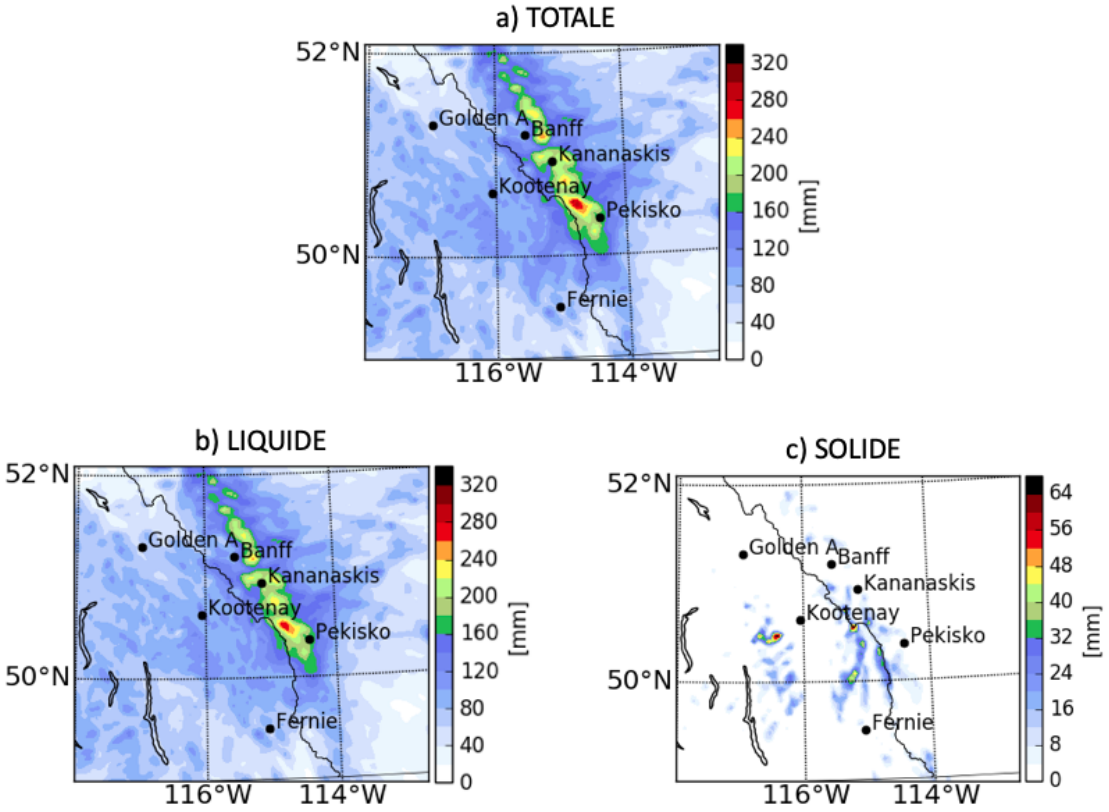

Figure 6.9: Cumul de précipitations du 19 juin à 0000 UTC au 22 juin 0900 UTC. Avec en a) l'accumulation totale des précipitations, en b) celle des précipitations liquides(pluies) et en c) l'accumulation de neige.

Bien que cet événement a produit de la neige aux sommets de certaines montagnes (figure 6.9.c), environ 98% des précipitations totales se sont produites sous forme liquide. L'intérêt de comprendre cette répartition spatiale des précipitations à la surface nous a permis de réaliser des coupes verticales au travers de l'événement.

6.2.2 Coupe verticale au travers de l'événement

Cette sous-section permet de comprendre entre deux instants donnés durant l'événement, le pourcentage de variabilité spatiale de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses Canadiennes lors de cet événement. Afin de mieux quantifier cette variabilité, deux coupes verticales ont été réalisées. L'emplacement choisi pour réaliser ces coupes permet de mettre en évidence les 2 sites choisis pour notre étude où nous avons eu simultanément des inondations. Notamment Kananaskis en Alberta et Fernie en Colombie Britannique. Les coupes verticales ont donc une orientation ouest-est, rehaussées visuellement ici par des lettres.

Les figure 6.10 et 6.11 présentent ces coupes verticales au début de forts taux de précipitations (20 juin 2013 à 0300 UTC) et à la fin de ceux-ci (22 juin 2013 à 0300 UTC) passant par les 2 sites mis en évidence dans cette étude. Elles montrent la variation spatiale du taux de précipitation à la surface et comment a variée la région de transition des précipitations durant l'événement. On remarque un haut taux de précipitation et la présence d'une région de transition en altitude au début de l'évènement (figure 6.10). Celle-ci est située à 2 km du niveau moyen de la mer sur la coupe A-B passant par Fernie et à environ 2,5 km sur la coupe C-D passant par Kananaskis avec une épaisseur relative d'environ 1 km.

Bien que l'élévation du terrain ne soit pas similaire dans les coupes verticales, nous remarquons qu'avant le début de forts taux de précipitations, l'épaisseur et la variabilité spatiale de la région de transition des précipitations au travers des deux coupes sont presque similaires (figure 6.10). Mais juste après le début de ces forts taux (20 juin à 0300 UTC), l'épaisseur de la couche de fonte a commencé à diminuer progressivement jusqu'à la fin des précipitations (22 juin à 0300 UTC ; figure 6.11). Cette variabilité peut être due au refroidissement adiabatique de cette couche engendré par la fonte des précipitations ou encore aux conditions

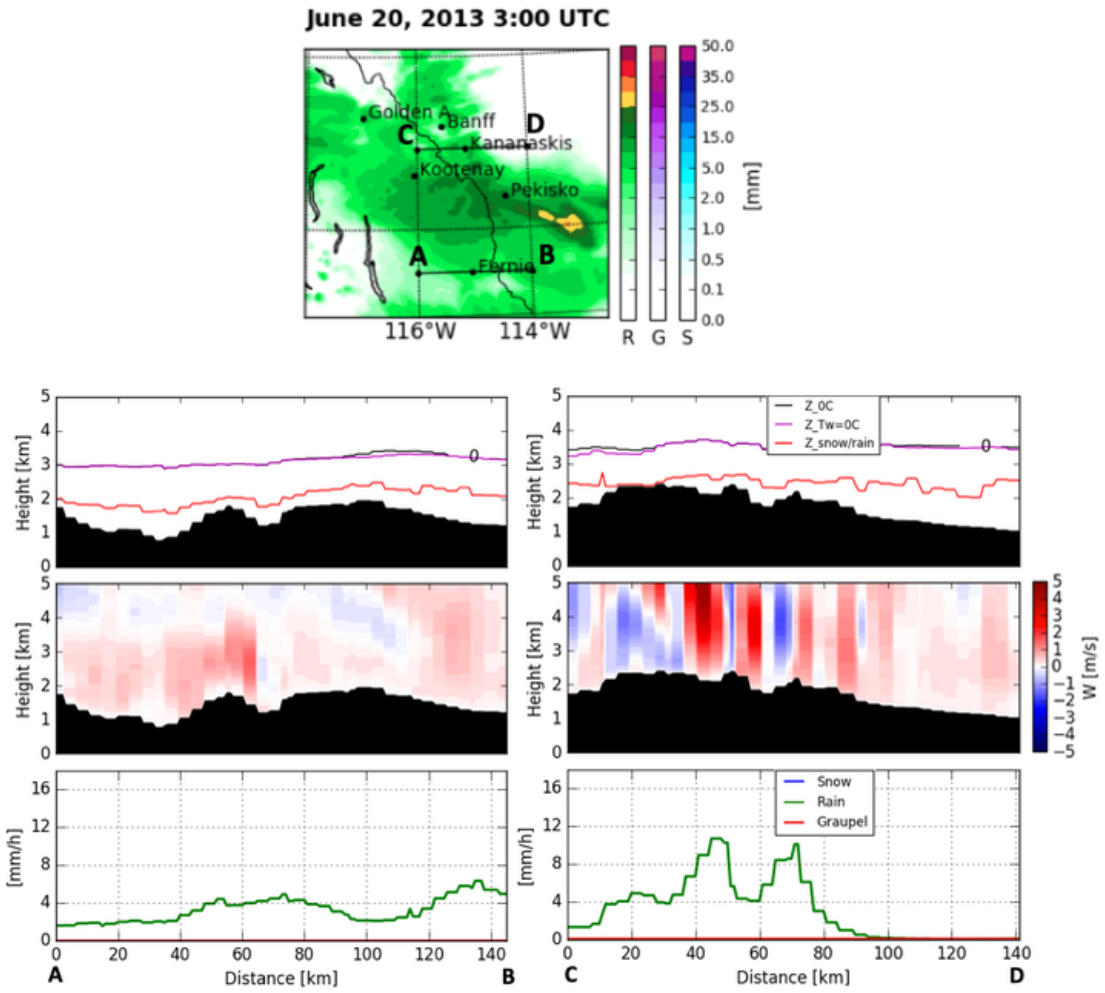

Figure 6.10: Coupe verticale transversale de la variabilité spatiale de la région de transition des précipitations, ainsi que l'intensité du mouvement verticale et le taux de précipitation produit à la surface le 20 juin 2013 à 0300 UTC.

météorologiques à l'échelle synoptique.

La figure 6.11 présente l'état de lieu de la région de transition de précipitations aux mêmes endroits, mais à la fin d'intenses précipitations (2 jours après son début). Dans l'ensemble, nous pouvons observer une diminution de l'épaisseur de cette région de transition d'environ 500 m après ces 2 jours de précipitations. Toutefois,

mentionnons aussi une différence dans la variabilité spatiale de cette région de transition suivant les deux coupes verticales durant l'événement (figure 6.11).

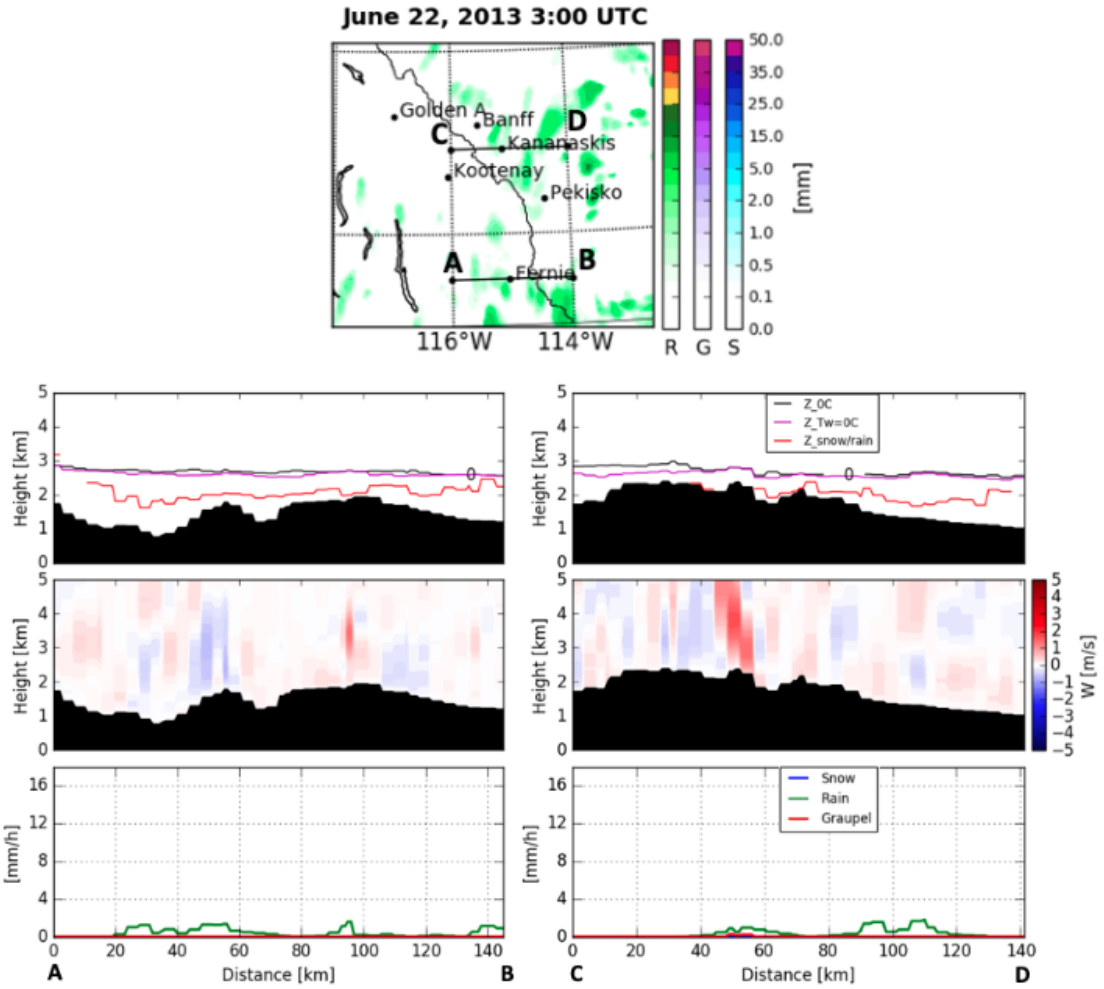

Figure 6.11: Identique à la figure 6.10 mais le 22 juin 2013 à 0300 UTC.

6.2.3 Variabilité temporelle de la région de transition des précipitations

La sous-section précédente a mis en lumière le comportement spatial de cette région de transition durant cet événement du 19 juin 2013. Celle-ci présente à deux sites (Fernie et Kananaskis) dans les Rocheuses canadiennes, l'évolution temporelle de cette région lors du même événement. La figure 6.12 met en relief

le comportement temporelle de cette région de transition, la température à 2 m, ainsi que le taux de précipitations horaire à la surface sur deux sites simultanément inondés durant cet événement.

Dans l'ensemble, sur les deux sites, la variabilité temporelle de la région de transition est effective tout au long de l'événement mais, varie différemment d'un site à l'autre. Bien que d'intenses précipitations ont débuté à Fernie 8 h après le début à Kananaskis, tous deux avaient au départ une région de transition des précipitations située à plus de 2 km au dessus de la surface. Celle-ci a subi le 19 juin à partir de 2300 UTC à Fernie et Kananaskis un abaissement continuel d'environ 200 m et 100 m aux 6 h respectivement et ainsi qu'une augmentation de la distance de fonte des précipitations. Finalement, malgré la température à 2 m plus basse ($<$ 4°C) à Kananaskis qu'à Fernie à la fin de l'événement, l'abaissement moyen de la région de transition aux deux sites a été d'environ 1000 m.

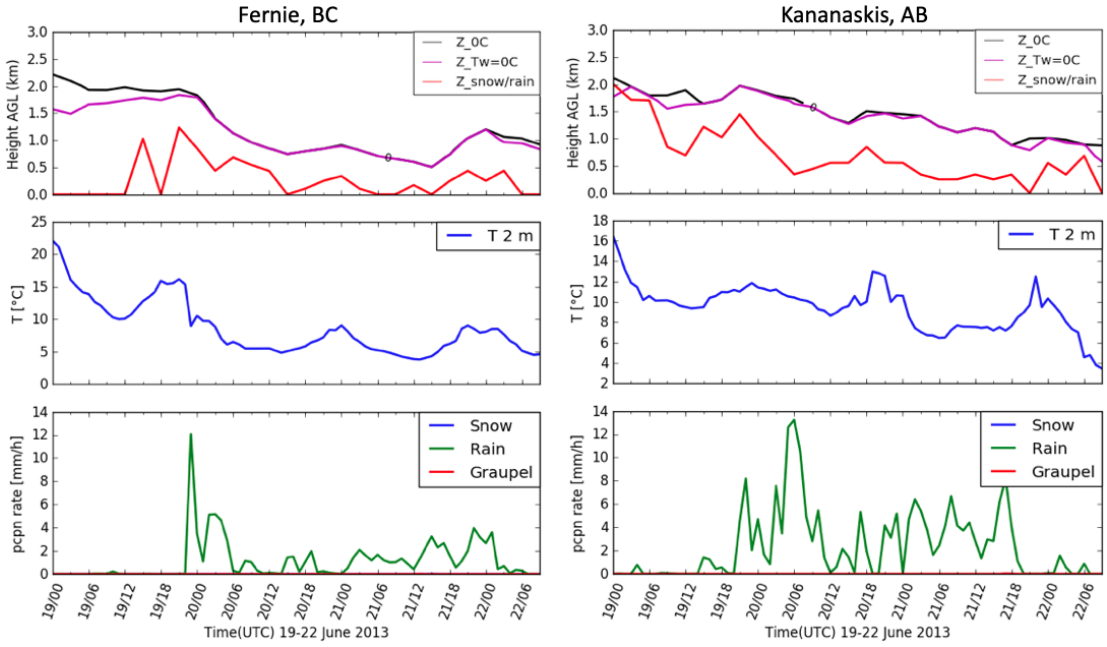

Figure 6.12: Variabilité temporelle des caractéristiques de la région de transition des précipitations, de la température à 2 m et du taux de précipitations à la surface durant l'événement (du 19 juin à 0000 UTC au 22 juin 0900 UTC).

6.2.4 Évolution de la région de transition des précipitations

Dans un contexte climatique plus chaud et plus humide, les événements de neige peuvent évoluer en événements mixtes et simultanément ceux mixtes peuvent évoluer en événements de pluie. Ceux de pluie peuvent avoir un taux de précipitation plus élevé comme l'est notre cas d'étude dans la simulation avec approche de pseudo-réchauffement global (PGW).

Dans un contexte plus chaud et plus humide, afin d'avoir une idée de comment peuvent évoluer les quantités de précipitations lors d'un tel événement, une comparaison d'accumulation de chaque type de précipitation dans les deux simulations a été réalisée.

La figure 6.13 présente l'accumulation de chaque type de précipitation pour l'événement d'inondation du 19 juin 2013 dans les Rocheuses Canadiennes. On remarque que 95% des précipitations de cet événement étaient de la pluie, avec des maximums sur les hautes montagnes de l'Alberta (Liquide, première colonne). Ceci peut s'expliquer par la présence au début de l'événement, d'une région de transition des précipitations en altitude avec une épaisseur d'environ 1 km favorisant la fonte totale des précipitations solides.

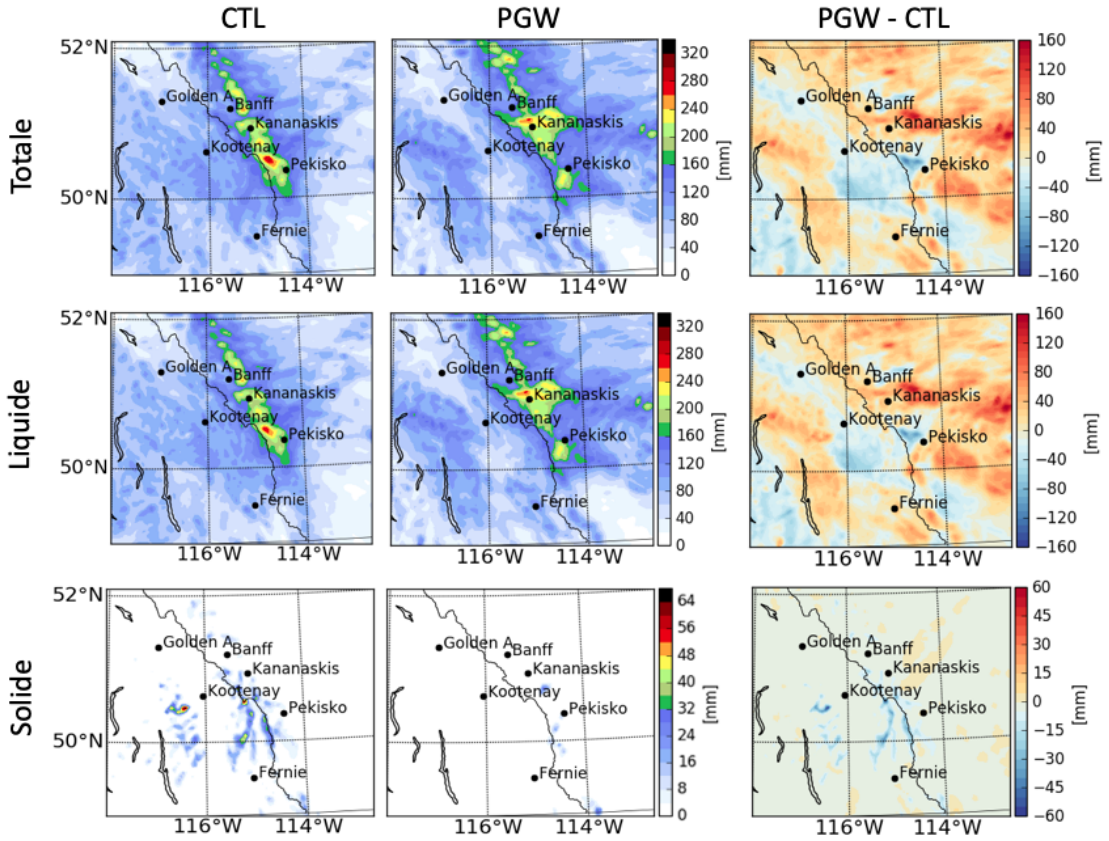

Figure 6.13: Distribution spatiale du cumul de chaque type de précipitation durant l'événement d'inondation du 19 juin 2013 dans CTL et PGW.

De même, l'analyse de cet événement dans un contexte climatique plus chaud et plus humide (PGW, deuxième colonne) montre une augmentation $\sim$ 4% des quantités de précipitations liquides. Cette augmentation est majoritairement dans

les plaines de l'Alberta (au nord-est du domaine) et les montagnes de la Colombie-Britannique. On remarque une diminution des précipitations solides associées à l'augmentation de la température.

La figure 6.14 met en relief l'effet d'un climat plus chaud et plus humide (PGW) sur les caractéristiques de la région de transition des précipitations lors du même événement d'inondation. En effet, elle montre ici l'évolution temporelle de cette région de transition et les taux de précipitations associés à Fernie et Kananaskis. La colonne de gauche est la simulation rétrospective (CTL) et celle de droite la simulation avec approche de pseudo-réchauffement global (PGW).

L'augmentation de l'altitude et de l'épaisseur moyenne de la région de transition des précipitations est effective sur les deux sites dans PGW. Cette augmentation peut faire référence d'une part à celle de la température qui est de 5°C en moyenne à Fernie entrainant une élévation d'environ 1000 m de la région de transition par rapport à CTL et de 3°C à Kananaskis engendrant $\sim$ 500 m d'élévation. Tout comme dans CTL, sur les deux sites, des forts taux de précipitations sont bien corrélés aux augmentations de la distance de fonte (épaisseur) de la région de transition dans la simulation PGW. Par exemple, nous pouvons observer une corrélation le 20 juin à 0600 UTC entre le taux de précipitation et l'épaisseur de la couche de fonte à Kananaskis.

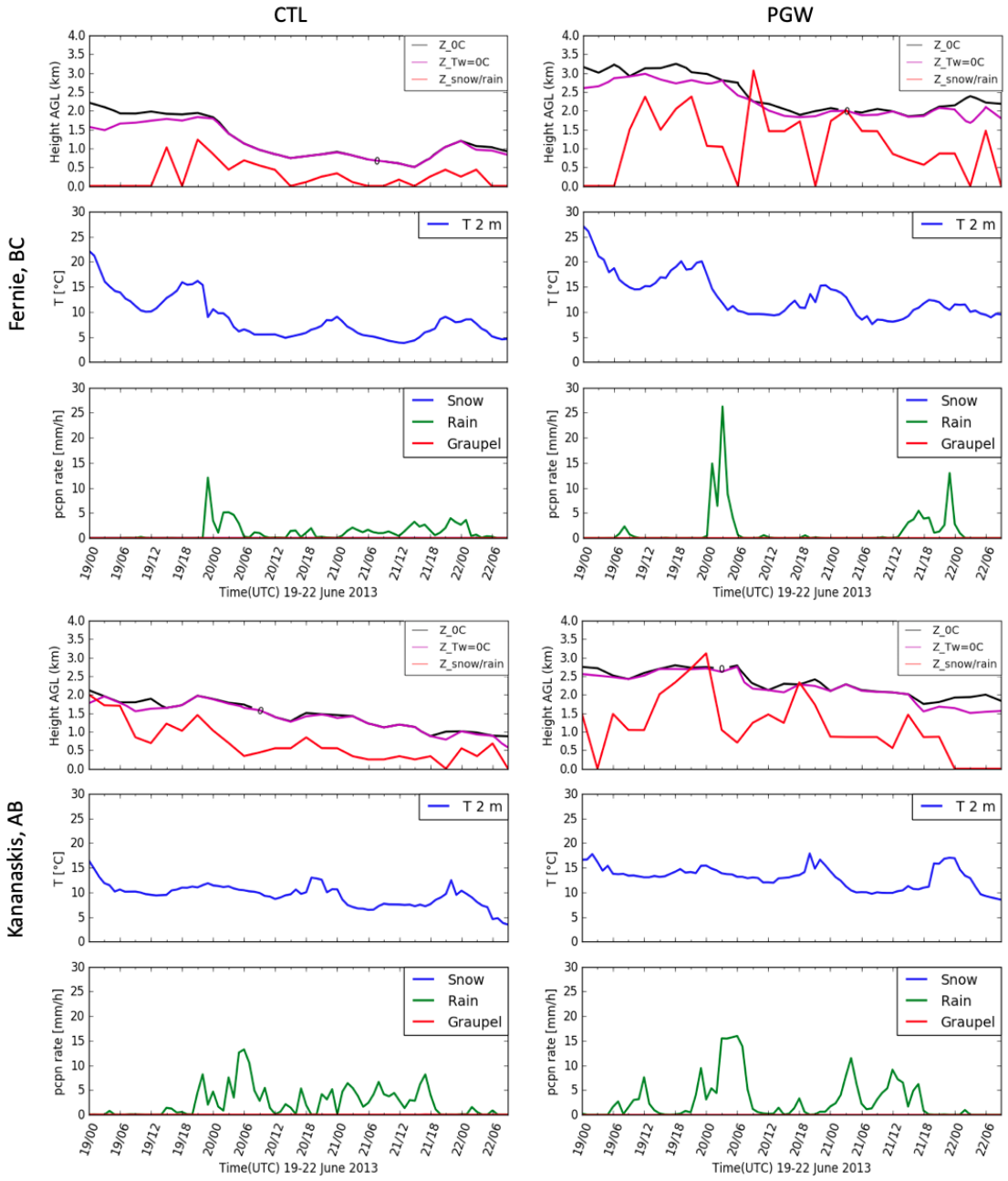

Figure 6.14: Évolution temporelle de la région de transition des précipitations, de la température à 2 m, ainsi que le taux de précipitations à la surface dans la simulation PGW comparée à CTL durant l'événement du 19 juin 2013.

CHAPITRE VII

DISCUSSION ET CONCLUSION

7.1 Discussion

Durant les événements de précipitations associées à une région de transition, celle-ci joue un rôle important dans la détermination du type de précipitation atteignant la surface. Cette région de transition est encore plus importante du faite de sa grande variabilité dans des zones à terrains complexes que celles à terrains plats.

Cette étude fait ressortir sur 13 ans, une climatologie de la variabilité spatio-temporelle de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses canadiennes et son évolution dans un contexte climatique plus chaud et plus humide si les conditions similaires se reproduisent.

Pour ce faire, les deux simulations réalisées par Liu et al. (2017) sur une période de 13 ans (2000-2013) sur l'Amérique du nord à partir d'un modèle régional climatique WRF permettant la convection ont été utilisées. L'une qui est une simulation rétrospective appelée contrôle (CTL) et l'autre qui est une simulation utilisant l'approche de pseudo-réchauffement global appelée PGW. En premier, une étude de validation du modèle a été réalisée grâce aux données d'observations d'ECCC disponibles et des données d'observations DAYMET maillées sur grille. Il en ressort que la température et les quantités de précipitations de la si-

mulation WRF sont comparables aux observations malgré une sous-estimation de WRF au niveau des quantités de précipitations sur les hautes montagnes de la Colombie-Britannique. Il est toutefois important de rappeler que DAYMET sont des données quotidiennes d'observations interpolées et maillées sur une grille. Ces données ont été utilisées dans cette étude puisque certaines données des stations d'observations ne sont pas disponibles et/ou continues sur la période de 13 ans.

Après avoir comparé les variables de sortie WRF aux observations, la climatologie sur 13 ans de chaque type de précipitation (liquide et solide) des deux simulations a permis d'analyser leur distribution spatiale ainsi que leur évolution dans un contexte de réchauffement climatique. Les maximums de précipitations solides dans les deux simulations sont bel et bien présents sur les montagnes avec des valeurs plus élevées sur les hautes montagnes au nord-ouest du domaine tandis que les vallées et plaines présentent des maximums de précipitation liquide. Toutefois, la climatologie de la simulation PGW suggère une augmentation des précipitations liquides d'environ 10% ; plus particulièrement à l'ouest et au centre du domaine ainsi qu'une diminution des quantités de précipitation solide comme mentionné au chapitre 4.

La climatologie de la moyenne annuelle des événements faite pour les deux simulations a permis de savoir les endroits où se produisent plus d'extrêmes événements de précipitations associées à une région de transition en altitude. Elle a permis ainsi d'évaluer quantitativement l'évolution de chaque type d'événement de précipitation dans un contexte climatique plus chaud et humide. Parmi ces six stations, trois sont en Alberta (AB) à l'instar de Banff, Kananaskis et Pekisko et le reste en Colombie Britannique (BC) entre autres Golden A, Kootenay et Fernie. La province de l'Alberta est plus soumise aux événements de pluie de longue durée ($>$ 24h) plus particulièrement pendant le printemps avec d'important taux de précipitation que celle de la BC qui est plutôt plus soumise aux événements mixtes

(mélange de neige + pluie). En outre, l'étude statistique sur 13 ans du nombre de chaque type d'événement entre la simulation contrôle et la simulation PGW aux six stations a permis de savoir que les événements de pluie dans la région augmenterons de $\sim 10\%$ dans le futur si les conditions similaires que la simulation PGW se reproduisent et celles de neige évolueront soit en mixte et/ou en pluie.

Après avoir étudier la distribution moyenne annuelle de chaque type de précipitation dans la région, la climatologie sur 13 ans de la variabilité moyenne annuelle de l'isotherme 0°C (limite supérieure de la région de transition des précipitations) aux six stations a permis de savoir spatialement comme saisonnièrement l'altitude moyenne à laquelle varie l'isotherme 0°C tout au long de l'année dans la région. Dans l'ensemble, malgré cette trajectoire similaire de la variabilité de l'isotherme 0°C aux différentes stations, le printemps présente plus de variation que d'autres saisons. Cette même climatologie pour la simulation PGW a permis de montrer quantitativement l'évolution moyenne de l'isotherme 0°C sur 13 ans. En effet, l'isotherme 0°C augmentera en moyenne de 500 m en période froide (novembre à avril), puis d'environ 1000 m de mai à octobre si les conditions similaires se reproduisent.

Cette étude de l'altitude moyenne annuelle de l'isotherme 0°C a mis en relief la hauteur moyenne à laquelle les hydrométéores gelés peuvent commencer à fondre dans cette région montagneuse. Par la suite, des cas d'études spécifiques ont été réalisés. En occurrence l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la région de transition des précipitations durant l'événement du 06 juin 2005 qui était associé à une région de transition située à 1,5 km en moyenne de la surface qui a engendré des fortes inondations dans le sud de l'Alberta et du 19 juin 2013 qui était associé à une région de transition à 2 km en moyenne de la surface entrainant des inondations catastrophiques dans le sud de l'Alberta et environs avec des accumulations de plus de 300 mm par endroit. Ces cas d'études ont permis de montrer l'extrême

différence de variabilité de cette région de transition d'un point à l'autre, d'un moment à l'autre dans ces zones montagneuses d'ouest Canadiennes. Ils ont aussi permis d'étudier l'évolution des caractéristiques de cette région de transition des précipitations dans un contexte de réchauffement climatique si tels événements se reproduiraient.

7.2 Conclusion

Dans un contexte de changement climatique, il est important de mieux caractériser l'altitude à laquelle s'effectue le changement de phase des précipitations durant la production d'extrêmes événements afin de mieux anticiper sur les conséquences générées par celle-ci. Les inondations de juin 2005 et 2013 représentent de concrets exemples dans les Rocheuses canadiennes. Cette étude avait pour but de caractériser la variabilité de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses canadiennes sur 13 ans.

Il en découle les conclusions suivantes :

- Les événements de précipitations associées à une région de transition en altitude dans les Rocheuses Canadiennes se produisent majoritairement pendant la période chaude (mai à novembre) ;

- La région de transition des précipitations est très variable spatialement et temporellement d'un événement à l'autre et celle-ci est plus importante dans cette zone montagneuse pendant le printemps que les autres saisons ;

- Dans les Rocheuses Canadiennes, pendant le printemps, l'altitude de la région de transition des précipitations durant les événements oscille entre 0,5 km et 2 km au-dessus de la surface et une épaisseur moyenne d'environ 1 km. De même pendant l'été, son altitude vari entre 1 km et 3 km au-dessus de la surface

avec une épaisseur moyenne d'environ 1,5 km ;

- La région de transition des précipitations dans ses Rocheuses canadiennes étudiée individuellement et sur le plan climatologique subie dans l'ensemble des abaissements entre 0,5 et 1 km dépendamment des événements ;

- Dans un climat plus chaud et humide, aux conditions similaires à la simulation PGW, cette zone d'intérêt est sujette à une augmentation d'environ 10 % des événements de pluie et une diminution de ceux de neige ;

- Une augmentation de la quantité totale des précipitations ($\sim$ 10%), principalement sous forme liquide dans ce contexte plus chaud et humide ;

- La région de transition des précipitations dans les Rocheuses Canadiennes pourra évoluer en moyenne sur 13 ans d'environ 500 m pendant la période froide (novembre à avril) à $\sim$ 1000 m pendant la période chaude dans un contexte climatique similaire à la simulation PGW.

Cette étude ne représente que la caractérisation de la variabilité de la région de transition des précipitations dans les Rocheuses Canadiennes sur 13 ans. Une étude approfondie du processus de fonte des précipitations dans ces Rocheuses serait utile. Les résultats obtenus de cette étude permettraient de déterminer les processus responsables de la variabilité de la région de transition des précipitations. Une meilleure compréhension de la climatologie de cette variabilité pourrait aider les municipalités et entreprises dans la planification de leurs activités ce qui permettrait de mieux anticiper les changements d'occurrences d'évènements extrêmes et sur les mesures d'adaptations qu'induiront les conséquences de ces événements.

RÉFÉRENCES

Bell, G.D. and Bosart, L. 1988 : Appalachian cold-air damming. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 137-161.

Colle, B. A. 2004 : Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries : An idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588-606.

DeBeer, C. M. and Pomeroy, J. W. 2010 : Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, **14**, 1205-1219. doi :10.5194/hess-14-1205- 2010.

Demarchi, D. A. 2004 : An Introduction to the ecoregions of British Columbia. Ministry of Sustainable Resource Management, Government of British Columbia. http ://srmwww.gov.bc.ca/ ecology/ecoregions/index.html

Diaz, H. F., Eischeid, K. J., Duncan, C. and Bradley, R. S. 2003 : Variability of freezing levels, melting season indicators, and snow cover for selected high-elevation and continental regions in the last 50 years. *Climatic Change*, **59**, 33-52.

Goosse H., Barriat, P. Y., Lefebvre, W., Loutre, M. F. and Zunz, V. 2010 : Introduction to climate dynamics and climate modeling. Online textbook available at

http ://www.climate.be/textbook.

Hamlet, P., Mote, W., Clark, P. M. and Lettenmaier, D. P. 2005 : Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the western United States. *J. Climate*, **18**, 4545-4561.

Islam, U. S., Déry, S. J. and Werner, T. A. 2017 : Future Climate Change Impacts on Snow and Water Resources of the Fraser River Basin, British Columbia. *Journal of Hydrometeorology*, **18**, 473-496.

Kang, D. H., Shi, X., Gao, H. and Déry, S. J. 2014 : On the changing contribution of snow to the hydrology of the Fraser River basin, Canada. *J. Hydrometeor.*, **15**, 1344-1365.

Kawase, H., T. Yoshikane, M. Hara, F. Kimura, T. Yasunari, B. Ailikun and T. Inoue, 2009 : Intermodel variability of future changes in the Baiu rainband estimated by the pseudo global warming downscaling method. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* (1984-2012), **114**.

Liu, A., Mooney, C., Szeto, K., Thériault, J., Kochtubajda, B., Stewart, R., Boodoo, S., Goodson, R., Li, Y. and Pomeroy, J. 2016 : The June 2013 Alberta catastrophic flooding event : part 1 - climatological aspects and hydrometeorological features. *Hydrological Processes, in review.*

Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R., Barlage, M., Newman, A.J., Prein, A.F., Chen,

F., Chen, L., Clark, M., Dai, A., and others, 2017 : Continental-scale convection-permitting modeling of the current and future climate of North America. *Climate Dynamics*, 1-25.

Marwitz, J. 1983 : The kinematics of orographic airflow during Sierra storms. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1218-1227.

Marwitz, J. 1987 : Deep orographic storms over the Sierra Nevada. Part I : Thermodynamic and kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 159-173.

Matsuo, T. and Sasyo, Y. 1981a : Melting of snowflakes below the freezing level in the atmosphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **59**, 10-24.

Medina, S., Smull, B., Houze, R. and Steiner, M. 2005 : Cross-barrier flow during orographic precipitation events : Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3850-3598.

Meybeck, M., Green, P. and Vorosmarty, C. 2001 : A new typology for mountains and other relief classes : an application to global continental water resources and population distribution. *Mountain Research and Development*, **21**, 34-45.

Meyers, M. P. and James Steenburgh, W. « Mountain Weather Prediction : Phenomenological Challenges and Forecast Methodology », in Fotini C., Stephan F.J. De Wekker, Bradley J., (Eds) : Mountain Weather Research and Forecasting, Springer Dordrecht Heidelberg New York London, *Springer Atmospheric Sciences,* DOI

10.1007/978-94-007-4098-3, 2013, p. 1-34.

Minder, J. R. 2010b : The sensitivity of mountain snowpack accumulation to climate warming. *J. Climate*, **23**, 2634-2650.

Minder, J., Durran, D. R. and Roe, G. H. 2011 : Mesoscale controls on the mountainside snow line. J*ournal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 2107-2127.

Moore, G.W.K. and Stewart, R.E. 1985 : The coupling between melting and convective air motions in stratiform clouds. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10659-10666.

Ou, A. 2008 : Meteorological analysis of four rainstorms that caused severe flooding in Alberta during June 2005. *Master Thesis of University of Alberta, Edmonton, Canada.*

Peter, L., Mayr, G. and Vosper, S. « Dynamically-Driven Winds », in Fotini C., Stephan F.J. De Wekker, Bradley J., (Eds) : Mountain Weather Research and Forecasting, Springer Dordrecht Heidelberg New York London, *Springer Atmospheric Sciences*, DOI 10.1007/978-94-007-4098-3, 2013, p. 122-218.

Phillips, D. 2014 : The top ten weather stories of 2013. *CMOS Bulletin*, **42**, 16-24.

Pomeroy, J., Xing, F. and Kabir, R. 2015 : Sensitivity of snow processes to warming in the Canadian Rockies. *72nd EASTERN SNOW CONFERENCE Sherbrooke,*

Québec, Canada, 2015.

Pomeroy, J., Stewart, R. and Whitfield, P. 2015 : The 2013 flood event in the South Saskatchewan and Elk River basins : causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal.* 1-13.

Rasmussen, R., Liu, C., Ikeda, K., Gochis, D., Yates, D., Chen, F. and Gutmann, E. 2011 : High-resolution coupled climate runoff simulations of seasonal snowfall over Colorado : a process study of current and warmer climate. *Journal of Climate*, **24**, 3015-3048.

Rotunno, R. and R. A. Houze, 2007 : Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. Q. J. R. *Meteorol. Soc.*, **133**, 811-830.

Shook, K. 2015. The 2005 flood events in the Saskatchewan River Basin : Causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal.*

Stewart, R., J. D. Marwitz, J. C. Pace, and R. E. Carbone, 1984 : Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.,* **41**, 3227-3237.

Stewart, R. E., 1992. Precipitation types in the transition region of winter storms. *Bulletin of the American Meteorological Society,* **73**, 287-296.

Storr, D. 1967 : Precipitation variation in a small forested watershed. Proceedings

of the 35th Annual Western Snow Conference, 18-20 April 1967, Boise, Idaho ; 11-17.

Svoma, B., 2011 : Trends in snow level elevation in the mountains of central Arizona. *Int. J. Climatol.*, **31**, 87-94.

Szeto, K., W. Henson, R. E. Stewart, and G. Gascon. 2011. The catastrophic June 2002 Prairie rainstorm. *Atmosphere-Ocean* **49**, 380-395.

Thériault, J. M., Stewart, R., Milbrandt, J. and Yau, M., 2006. On the simulation of winter precipitation types. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* (1984-2012) , **111**.

Thériault, J., R.E. Stewart and W. Henson, 2008 : The transition region along mountainsides. *13th Mtn. Meteor. Conf., Whistler, Canada.*

Thériault, J. M. and Stewart, R. E., 2010. A parameterization of the microphysical processes forming many types of winter precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences,* **67**, 1492-1508.

Thériault, J. M., Rasmussen, R., Smith, T., Mo, R., Milbrandt, J. A., Brugman, M. M., Joe, P., Isaac, G. A., Mailhot, J. and Denis, B., 2012 : A case study of processes impacting precipitation phase and intensity during the Vancouver 2010 winter Olympics. *Weather Forecasting*, **27**, 1301-1325.

Thériault J. M., Milbrandt J. A., Doyle J., Minder J.R., Thompson G., Sarkadi N., Geresdi I., 2015. Impact of melting snow on the valley flow field and precipitation phase transition. *Atmospheric Research*, **156**, 111-124.

Westrick, K. J., and C. F. Mass, 2001 : An evaluation of a high resolution hydrometeorological modeling system for prediction of a cool-season flood event in a coastal mountainous watershed. *J. Hydrometeor.*, **2**, 161-180.

White, A. Henkel, P. Neiman, F. Ralph, and S. Gutman, 2010 : Developing a performance measure for snow-level forecasts. *J. Hydrometeor.*, **11**, 739-753.