

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À TROIS-RIVIÈRES

L'HÉTÉROGÉNÉITÉ SPATIALE DE LA TOPOGRAPHIE ET SON INFLUENCE  
SUR LE BILAN DE MASSE APPLIQUÉ SUR LE GLACIER SASKATCHEWAN

MÉMOIRE PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA  
MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR  
GABRIEL MEUNIER CARDINAL

MAI 2020

Université du Québec à Trois-Rivières

Service de la bibliothèque

Avertissement

L'auteur de ce mémoire ou de cette thèse a autorisé l'Université du Québec à Trois-Rivières à diffuser, à des fins non lucratives, une copie de son mémoire ou de sa thèse.

Cette diffusion n'entraîne pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits de propriété intellectuelle, incluant le droit d'auteur, sur ce mémoire ou cette thèse. Notamment, la reproduction ou la publication de la totalité ou d'une partie importante de ce mémoire ou de cette thèse requiert son autorisation.

## **REMERCIEMENTS**

Je tiens à remercier M. Christophe Kinnard, professeur au Département des sciences de l'environnement, de m'avoir pris sous son aile pour ce projet.

Je tiens aussi à remercier les membres du comité d'orientation de mon projet, soit MM. Denis Gratton et Denis Leroux, professeurs au Département des sciences de l'environnement de l'UQTR.

J'aimerais aussi remercier les membres du Glaciolab, pour leur support et leur aide durant le projet. Un merci spécial à Olivier Larouche.

Pour terminer, merci à ma conjointe Julie et à mes deux enfants sans qui tout cela aurait été impossible.

## AVANT-PROPOS

Ce mémoire a été réalisé dans le cadre du programme de maîtrise en sciences de l'environnement de l'Université du Québec à Trois-Rivières, sous la supervision du professeur Christophe Kinnard. Le principal objectif du présent projet de recherche, s'étant déroulé sur le glacier Saskatchewan en Alberta, était de mesurer le bilan de masse glaciaire et l'effet de la topographie sur les variations du bilan de masse glaciaire, via l'utilisation d'un drone.

## RÉSUMÉ

Avec les changements climatiques, connaître les ressources en eau d'une région devient important. Dans la région des Rocheuses canadiennes, les glaciers jouent un rôle prépondérant dans le régime hydrologique de la région. Avec la venue de nouvelles technologies telles que les drones et la photogrammétrie, il est plus facile d'obtenir des images à haute résolution d'un glacier. Dans cette étude, la photogrammétrie par drone a été utilisée pour reconstruire la topographie du glacier Saskatchewan en Alberta à l'été 2015. Les erreurs moyennes de calibration du modèle numérique d'élévation (MNE) obtenu par photogrammétrie sont de 0,18 m en horizontal (X,Y) et 0,14 m en vertical (Z). Le bilan de masse glaciaire a ensuite été obtenu par soustraction du MNE de 2015 avec un MNE provenant d'un relevé lidar de 2010. La variabilité spatiale du bilan de masse glaciaire a été étudiée en relation avec plusieurs indicateurs topo-climatiques, soit l'altitude, la rugosité de la surface, le déplacement en surface, la présence de crevasses, le rayonnement solaire incident et l'albédo de la surface. Les corrélations entre le bilan de masse et les indicateurs topo-climatiques montrent que l'altitude est le principal facteur qui influence le bilan de masse. Quand l'influence de l'altitude est enlevée, les corrélations avec la rugosité et la fréquence de crevasses ressortent avec des coefficients de corrélation de -0,21 et -0,36 respectivement. Ces résultats tendent dans le sens de l'hypothèse stipulant que la rugosité augmente l'ablation en raison de la plus grande absorption de rayonnement solaire et de l'augmentation des transferts de chaleur sensible vers la surface par une turbulence accrue.

**Mots clés :** drone, photogrammétrie, topographie, bilan de masse, crevasse, rugosité, glacier

## TABLE DES MATIÈRES

<b>REMERCIEMENTS .....</b>	<b>ii</b>
<b>AVANT-PROPOS.....</b>	<b>iii</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>iv</b>
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS .....</b>	<b>x</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE I PROBLÉMATIQUE.....</b>	<b>4</b>
<b>CHAPITRE II MATÉRIEL ET MÉTHODES .....</b>	<b>7</b>
2.1    Site d'étude .....	7
2.2    Acquisition des images .....	8
2.3    Points de contrôle et validation .....	11
2.4    Génération des MNEs et orthophotos.....	12
2.5    MNE de référence et changements topographiques .....	13
2.6    Indicateurs topo-climatiques.....	15
2.7    Déplacements de surface .....	19
2.8    Analyses statistiques.....	20
<b>CHAPITRE III RÉSULTATS .....</b>	<b>22</b>
3.1    Évaluation des erreurs du MNE 2015.....	22
3.2    Analyse de la topographie haute résolution.....	29
3.3    Taux d'affaissement 2010-2015 .....	31
3.4    Vitesse en surface .....	33
3.5    Variables topo-climatiques .....	34
3.6    Relation entre taux d'affaissement et variables topo-climatiques .....	36

<b>CHAPITRE IV</b>	
<b>DISCUSSION .....</b>	<b>38</b>
4.1    Comparaison des erreurs .....	38
4.2    Bilan de masse .....	40
4.3    Déplacements en surface .....	43
4.4    Corrélation entre bilan de masse géodésique et indicateurs topo-climatiques ...	44
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>47</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>49</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure</b>		<b>Page</b>
2.1	Carte de l'emplacement du glacier Saskatchewan et du champ de glace Columbia.....	8
2.2	Carte des différents vols effectués, avec les points de contrôle utilisés .....	10
2.3	Cible utilisée comme GCP, avec récepteur GNSS .....	11
2.4	Chaîne de traitement pour le changement de résolution d'une matrice dans ArcGIS .....	16
3.1	Carte des erreurs de calibration et leur direction aux points de contrôle (GCP) sur le glacier Saskatchewan en 2015 .....	24
3.2	Carte des erreurs de validation croisée et leur direction aux points de contrôle sur le glacier Saskatchewan en 2015 .....	24
3.3	A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de calibration en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z .....	27
3.4	A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z .....	28
3.5	A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de la validation croisée en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de la validation croisée en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de la validation croisée en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z .....	29

3.6	Analyse qualitative du modèle numérique d'élévation et de l'imagerie .....	30
3.7	Semi-variogramme de la zone d'ablation du glacier Saskatchewan avec des pas de 30 cm, 1 m et 5 m .....	31
3.8	Relation entre l'altitude et le bilan de masse mesuré avec le LiDAR de 2010 et la photogrammétrie de 2015 .....	32
3.9	Carte du bilan de masse glaciaire sur le glacier Saskatchewan entre les années 2010 et 2015 et l'histogramme du bilan de masse et les statistiques descriptives .....	32
3.10	Carte du déplacement en surface sur le glacier Saskatchewan entre 2013 et 2014, calculé par corrélation d'images Landsat et l'histogramme des déplacements et statistiques descriptives sur le glacier Saskatchewan entre 2013 et 2014.....	34
3.11	Indicateurs topo-climatiques du glacier Saskatchewan .....	35
4.1	A : Bilan de masse géodésique sur le glacier Saskatchewan entre 2010 et 2015. B : Bilan de masse obtenu avec un modèle à base physique sur le glacier Saskatchewan entre 2010 et 2015. C : Différence entre le bilan de masse géodésique et les modèles physiques (Larouche <i>et al.</i> , 2018) .....	42

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau</b>		<b>Page</b>
2.1	Spécifications techniques du drone Ebee de SenseFly .....	9
2.2	Spécifications techniques de la caméra Canon S110RGB.....	9
2.3	Synthèse des vols du drone.....	10
3.1	Erreurs horizontales (XY) et verticales (Z) de calibration et de validation pour le modèle numérique d'élévation et orthomosaïque de 2015 .....	23
3.2	Déplacements de cinq points de références (GCP) mesurés sur une période d'une journée .....	26
3.3	Corrélation simple entre les indices topo-climatiques et le bilan de masse...	36
3.4	Corrélation entre les indices topo-climatique et le bilan de masse résiduel ..	37
4.1	Résumé des erreurs obtenues dans d'autres études portant sur la photogrammétrie sur les glaciers. (Sigma= écart type) .....	39

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

°	Degré
cm	Centimètre
g	Gramme
GCP	« Ground contrôle point », point de contrôle
GNSS	GPS haute précision
GSD	« Ground sampling distance », Distance d'échantillonnage du sol
h	Heure
km	Kilomètre
km/h	Kilomètre heure
km <sup>2</sup>	Kilomètre carré
km <sup>3</sup> w.e.	Kilomètre cube d'équivalent en eau
mAh	Ampèreheure
mm	Millimètre
MNE	Modèle numérique d'élévation
Mp	Méga pixel
mw.e.	Mètre d'équivalent en eau
p. ex.	Par exemple
ppm	Partie par millions
RGB	Rouge, Vert, Bleu
RMSE	Erreur moyenne quadratique
SfM	Structure from motion
SS	Échantillonnage fractionnée
V	Volt

VC	Validation croisée
W	Watt
Wh/m <sup>2</sup>	Watt heure/mètre carrée
µm	Micromètre

## INTRODUCTION

Les glaciers de la cordillère des Rocheuses façonnent la géographie et la biologie de cette région. Les glaciers sont partie prenante du cycle hydrologique des régions montagneuses et des prairies en aval. La fonte estivale des glaciers contribue notamment à maintenir les débits de base des rivières en été lorsque la pluviométrie diminue, et elle refroidit également les rivières, une condition propice à la fraie des saumons du Pacifique (p. ex. Moore *et al.*, 2009).

Les glaciers reculent dans plusieurs régions du monde (Barnett *et al.*, 2005; Dong *et al.*, 2012; IPCC, 2014; Rangecroft *et al.*, 2013). La région des Rocheuses canadiennes n'échappe pas à cette tendance, et vit aussi un recul général de ses glaciers (Bolch *et al.*, 2010; Moore *et al.*, 2009). Dans les Rocheuses albertaines, la surface des glaciers a diminué de 25,4 % entre 1985 et 2005 (Bolch *et al.*, 2010). La perte des surfaces de glace dans la cordillère des Rocheuses est la conséquence du climat plus chaud des dernières décennies (DeBeer et Sharp, 2007; Demuth *et al.*, 2006). Des projections prédisent la disparition des glaciers dans le sud des Rocheuses d'ici la fin du siècle (Clarke *et al.*, 2015; Radić *et al.*, 2013). La perte progressive des volumes glaciaires menace de réduire la contribution hydrologique des glaciers à long terme. Une réduction des débits a notamment déjà été observée dans le bassin du fleuve Columbia (Dittmer, 2013). Avec la perte progressive des réservoirs de glace et l'augmentation de la demande en eau dans la région des Prairies canadiennes (Alberta, 2014; Schindler et Donahue, 2006), il devient important de bien connaître les changements qui affectent les glaciers de la région pour prévenir les impacts de la baisse de débits sur les écosystèmes et le cycle hydrologique.

Le climat semi-aride à subhumide qui caractérise les provinces de l'Alberta et de la Saskatchewan rend cette région sensible aux variations et changements climatiques (Byrne *et al.*, 2006; Shook *et al.*, 2015). Il est par conséquent important d'appréhender comment ces changements affecteront les activités économiques régionales, telles que

l'agriculture, principalement la culture de céréales, fortement dépendante des ressources en eau générées dans les bassins montagneux (Milner *et al.*, 2017; Moore *et al.*, 2009; Schindler et Donahue, 2006), ainsi que la production d'énergie (hydroélectricité et sables bitumineux). De plus, les Prairies sont situées dans une zone considérée à risque aux changements climatiques par le gouvernement canadien (Ashmore et Church, 2001). La pression sur les ressources en eau devrait augmenter dans les prochaines années, car le gouvernement albertain prévoit que la population devrait tripler, passant de 2,2 millions d'habitants en 2014 à 6,2 millions en 2041 (Alberta, 2014; Schindler et Donahue, 2006). Il devient donc important de mieux comprendre le fonctionnement, le potentiel hydrologique et la réponse des glaciers aux changements climatiques dans cette région où le stress hydrique ira en s'accroissant dans le futur.

Avec la réduction de la contribution hydrologique des glaciers, la qualité de l'eau pourrait être altérée, et ce surtout à la fin de l'été et à l'automne, quand l'eau provient principalement de sources glaciaires. Ainsi, les concentrations de polluants pourraient augmenter en raison du déclin des débits à la fin de l'été, en plus des possibles contaminants emprisonnés dans la glace et relâchés avec la fonte (Moore *et al.*, 2009). La déglaciation progressive expose aussi de nouvelles surfaces et dépôts glaciaires susceptibles à l'érosion, ce qui augmente les matières en suspension dans les cours d'eau, et donc, la turbidité de l'eau. La diminution des débits glaciaires cause aussi une augmentation relative de la température des rivières : pour chaque perte de 10 % de surface englacée, une diminution de la température de l'eau de 1 à 2 degrés Celsius a été notée, ce qui peut être fatal pour les poissons (Moore *et al.*, 2009).

La perte généralisée des volumes glaciaires dans le monde devrait réduire progressivement la contribution hydrologique des glaciers (Comeau *et al.*, 2009; Huss et Hock, 2018). La principale variable utilisée pour mesurer la réponse des glaciers au climat et leur contribution hydrologique est le bilan de masse glaciaire (Benn et Evans, 2010, p. 4; Cogley *et al.*, 2011, p. 3). Mesurer ce dernier demeure néanmoins difficile et logistiquement compliqué. Il devient donc important de tester des techniques de mesure innovantes. Les techniques traditionnelles de photogrammétrie, appliquées sur des

photos aériennes ou des images satellitaires de glacier, sont utilisées depuis plusieurs décennies, mais présentent une résolution spatiale faible, soit de plus de 1 mètre. Bien que cette faible résolution permette de faire des suivis pluriannuels, elle est néanmoins limitante pour la détection des changements à l'échelle annuelle. L'utilisation d'aéronefs sans pilote ou drones permet de prendre des images à haute résolution d'un glacier, et représente l'une de ces nouvelles techniques innovantes. Les nouvelles techniques de photogrammétrie permettent depuis peu de reconstruire une surface topographique avec une précision décimétrique, et ce, à partir d'images collectées avec un petit appareil photo conventionnel placé sur un drone. Avec ces surfaces topographiques de haute précision, il est possible de détecter et suivre les changements topographiques sur les glaciers, et d'étudier la variabilité spatiale du bilan de masse à fine échelle. Les modèles d'élévation numérique et orthophotos acquis par drone permettent aussi de calculer des facteurs topo-climatiques tels que la microtopographie, le rayonnement solaire, les crevasses, le déplacement en surface et le bilan de masse glaciaire. Une meilleure compréhension des facteurs affectant la variabilité spatiale du bilan de masse glaciaire permettrait de mieux informer et paramétriser les modèles de bilan de masse distribué spatialement (p. ex. Hock et Holmgren, 2005).

La méthode glaciaire, qui consiste à prendre des mesures ponctuelles sur le glacier, présente de grandes différences de résultats avec la méthode géodésique. Celles-ci sont dues principalement aux extrapolations de la variation de hauteur. La méthode glaciaire peut sous-estimer jusqu'à 20 % la quantité de glace fondue (Barrand *et al.*, 2010). Comme un glacier n'est pas uniforme, la fonte ne peut pas être uniforme. Les crevasses favorisent la fonte en augmentant les turbulences et la surface de contact de la glace avec l'air (Cathles *et al.*, 2011).

## CHAPITRE I

### PROBLÉMATIQUE

Le bilan de masse est une mesure du changement de masse d'un glacier, ou d'une partie de celui-ci, sur une période de temps donnée. Pour ce faire, il faut évaluer les gains, comme les précipitations et les pertes hydriques durant l'été causées par la chaleur. Dans ce cas-ci, le bilan de masse est appliqué à la zone d'ablation du glacier Saskatchewan. Dans cette zone, les pertes prennent le dessus sur les gains. Les données de bilan de masse aident à expliquer pourquoi un glacier tend à progresser ou à reculer, et à déterminer quels sont les facteurs qui l'influencent (Cogley *et al.*, 2011, p. 4). La méthode géodésique consiste à mesurer le changement de volume en soustrayant un modèle numérique d'élévation (MNE) récent à un plus ancien (Cogley *et al.*, 2011, p. 45). Les bilans de masse ou taux d'affaissement, mesurés par la méthode géodésique, montrent des disparités à l'échelle régionale (Brun *et al.*, 2017; Ragettli *et al.*, 2016). Le bilan de masse montre aussi des disparités spatiales sur un glacier. Cette variabilité est attribuée aux différences d'altitude, d'hypsométrie, de caractéristiques de surface (présence de débris, lacs supra-glaciaires, crevasses, etc.) et aux caractéristiques environnantes (direction de fluage, ombrages) (King *et al.*, 2017; Ragettli *et al.*, 2016; Robson *et al.*, 2018). Des mesures détaillées à l'échelle d'un même glacier ont montré que les taux d'ablation peuvent également varier fortement à différentes échelles spatiales en réponse aux caractéristiques de la surface du glacier et à son contexte topo-climatique (Immerzeel *et al.*, 2014).

L'influence de la microtopographie sur le bilan de masse glaciaire n'a pas été beaucoup étudiée (Cathles *et al.*, 2011; Colgan *et al.*, 2016). La topographie influence le bilan de masse de deux façons : 1) les rayons du soleil sont déviés et concentrés dans les zones de crevasses, augmentant la surface disponible pour la fonte, à l'inverse des surfaces planes qui réfléchissent de façon bidimensionnelle (Cathles *et al.*, 2011),

et 2) la turbulence du vent créée par la topographie occasionne une augmentation des flux de chaleur sensible et latente (Colgan *et al.*, 2016).

Le bilan de masse varie spatialement en réponse aux conditions topo-climatiques. Les modèles distribués spatialement tentent de capturer cette variabilité spatiale en simulant explicitement les processus topo-climatiques (Che *et al.*, 2019; Liang *et al.*, 2018). Des mesures détaillées de bilan de masse par la méthode géodésique permettent de caractériser l'ampleur de la variabilité spatiale et de mieux comprendre ce qui cause la variabilité spatiale du bilan de masse, rendant ce modèle plus précis.

Le bilan de masse est souvent modélisé, les variables utilisées par les modèles sont surtout climatiques et ajustées selon l'altitude. Les variables climatiques sont plus facilement accessibles avec les stations météorologiques dispersées sur le territoire. Le comportement des variables climatiques selon l'altitude est bien maîtrisé par les utilisateurs des modèles climatiques, ce qui permet une extrapolation facile des données. Les données de la topographie sont difficiles à produire et ont un coût élevé. Avec le drone, il serait plus facile de produire des relevés topographiques à haute résolution. Les données topographiques pourraient ensuite être incluses dans les modèles et augmenteraient la précision de ces derniers ainsi que la variabilité spatiale du bilan de masse, principalement à l'échelle d'un glacier.

Des outils de nouvelle génération, comme la photogrammétrie par drone à haute précision, permettent d'évaluer les différentes variables qui influencent la fonte des glaciers (Immerzeel *et al.*, 2014; Rossini *et al.*, 2018). Avec un drone et la photogrammétrie, il est possible de répéter les vols de drone et de créer une série de mosaïques à haute précision et d'évaluer spatialement le bilan de masse. La télédétection à haute résolution par drone permet tout particulièrement de cartographier la morphologie de surface des glaciers et de suivre les variations du taux d'ablation de la zone étudiée (Immerzeel *et al.*, 2014; Kraaijenbrink *et al.*, 2016; Mertes *et al.*, 2017; Rossini *et al.*, 2018; Ryan *et al.*, 2015; Watson *et al.*, 2018). Avec ces nouveaux outils,

il est possible de faire l'évaluation des processus de fonte glaciaire à petite échelle (0,10m).

L'objectif principal de la présente étude est d'évaluer, via l'utilisation d'un drone, comment les différents facteurs topo-climatiques influent la variabilité spatiale du bilan de masse glaciaire dans la zone d'ablation du glacier Saskatchewan en Alberta.

## CHAPITRE II

### MATÉRIEL ET MÉTHODES

#### 2.1 Site d'étude

Le glacier Saskatchewan est situé dans les Rocheuses canadiennes; il s'agit du principal exutoire du champ de glace Columbia et de la source de la rivière Saskatchewan qui traverse les Prairies canadiennes. Il fait partie des glaciers étudiés par la Commission géologique du Canada depuis 2011. La surface de la zone d'ablation étudiée du glacier est de 7,8 km<sup>2</sup> (Figure 2.1) sur les 38,3 km<sup>2</sup> du glacier (Tennant et Menounos, 2013). La ligne d'équilibre en 2014-15 était située entre 2600 et 2700 m au-dessus du niveau de la mer (Ednie *et al.*, 2017). Le glacier ne présente pas de couverture continue de débris, bien que la glace dans sa partie inférieure en soit parsemée. Le glacier est délimité par une moraine médiane au nord et une moraine latérale au sud. La surface du glacier dans sa zone d'ablation contient de nombreuses crevasses, de type transversale, longitudinale, et marginale, ainsi que des variations cristallographiques de la glace en surface résultant des processus de foliation glaciaire et de l'émergence en surface de la stratification primaire de déposition de la neige (Meier, 1957). À cette diversité morphologique s'ajoutent de nombreux chenaux qui composent le réseau hydrographique en surface. Le glacier a une pente moyenne de 16 % (Tennant et Menounos, 2013) et l'orientation du glacier est ouest-est. Le glacier Saskatchewan perd de la masse depuis 1919, il a perdu une superficie de  $10,1 \pm 0,6$  km<sup>2</sup> et un volume de 2,8 km<sup>3</sup>w.e. entre 1919 et 2009 (Tennant et Menounos, 2013).



**Figure 2.1** Carte de l'emplacement du glacier Saskatchewan et du champ de glace Columbia.

## 2.2 Acquisition des images

Un drone à voilure fixe eBee de SenseFly a été utilisé pour acquérir les images du glacier. Ce dernier pèse 700 g et a une envergure de 96 cm (Tableau 2.1). Il est dirigé par ordinateur via le logiciel eMotion. Le lien radio entre le drone et la base est d'une portée de 3 km. La caméra utilisée (modèle Canon S110) couvre le spectre du visible (RGB) et a une résolution de capteur de 12 Mp (Tableau 2.2). Le format des images recueillies est en JPEG.

**Tableau 2.1**  
Spécifications techniques du drone Ebee de SenseFly

Paramètres	Valeurs
Poids (avec appareil photo)	0.69 kg
Amplitude	96 cm
Matériel	Mousse EPP, structure en carbone et composite
Propulsion	Propulseur électrique 160 W brushless DC motor
Batterie	11.1 V, 2150 mAh
Temps maximal de vol	50 minutes
Vitesse normale	40-90 km/h
Lien radio	3 km
Couverture maximale, 1 vol	12 km <sup>2</sup>
Résistance au vent	45 km/h
Erreur horizontale /verticale avec GCP	3 cm/5 cm
Erreur horizontale /verticale sans GCP	1-5 m

**Tableau 2.2**  
Spécifications techniques de la caméra Canon S110RGB

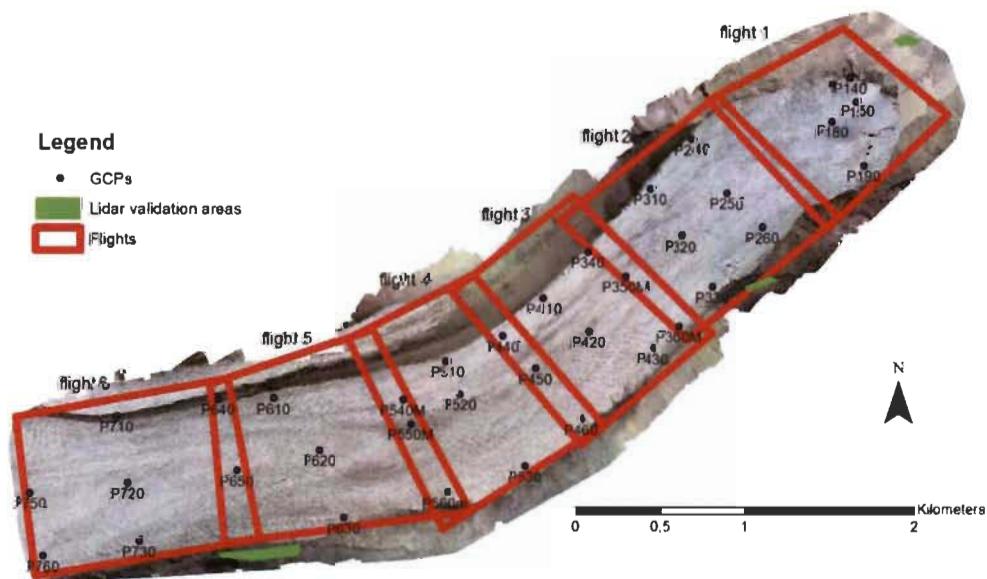
Spécifications techniques de la caméra RGB	
Résolution du capteur	12 Mp
Résolution au sol à 100 m	3.5 cm/pixel
Taille du capteur	7.44 x 5.58 mm
Taille des pixels	1.33 µm
Format des images	JPEG et RAW
Réponse de bande	Bleu (450 mm), vert (520 mm), rouge (660 mm)

Les images ont été acquises avec le drone entre le 24 août et le 29 août 2015. Durant cette période, six vols d'une durée d'environ 30 minutes chacun ont été effectués (Figure 2.2). Ces vols ont permis la capture de 1527 images qui ont produit une médiane de 17 159 points de comparaison (« tiepoints ») en 2D par images. La surface couverte

est de 7,81 km<sup>2</sup>. Avant les vols, des points de contrôle (GCP) furent placés sur la glace, couvrant toute la surface survolée. L'altitude de vol relative, pour chaque vol, est notée dans le tableau 2.3. L'altitude relative au glacier varie durant un vol, à cause de la pente du glacier. Le drone maintient la même altitude relative au niveau de la mer durant tout le vol. Une résolution moyenne de 6 cm par pixel (Average Ground Sampling Distance, GSD) a été obtenue. La superficie couverte pour chaque vol est représentée dans la figure 2.2.

**Tableau 2.3**  
Synthèse des vols du drone

Vol	Date	Nombres d'images	Altitude de vol relative(m)	Durée du vol (minutes)
Vol 1	2015-08-27	236	190	29
Vol 2	2015-08-27	162	286	22
Vol 3	2015-08-26	240	219	27
Vol 4	2015-08-26	300	230	36
Vol 5	2015-08-25	311	246	30
Vol 6	2015-08-25	282	218	28



**Figure 2.2** Carte des différents vols effectués, avec les points de contrôle utilisés. Les secteurs de validation avec le MNE Lidar sont indiqués en vert.

### 2.3 Points de contrôle et validation

Sur le terrain, les points de contrôle étaient des cibles orangées fixées dans la glace de 30 cm de côté (Figure 2.3). Les 35 cibles ont été placées sur le glacier ou moraines environnantes de la façon la plus systématique possible (Figure 2.2), afin de disposer de points de rattachement entre deux vols, ainsi que neuf points de contrôle par vol. Les cibles étaient positionnées avec un GNSS de haute précision (Foif A30). La précision horizontale du GNSS en mode statique est de  $\pm 2,5$  mm + 1 ppm et la précision verticale est de  $\pm 5$  mm + 1 ppm. Les cibles ont ensuite été identifiées dans les images et utilisées pour la calibration et la validation du modèle numérique d'élévation (MNE) et l'orthorectification de la mosaïque RGB. Une source d'erreur potentielle relative au travail sur les glaciers est le mouvement naturel du glacier. Les vols et mesures des GCPs au GNSS s'étant échelonnés sur plus d'une journée, le mouvement journalier du glacier peut causer un déplacement des GCPs et introduire des erreurs lors de la reconstruction photogrammétrique de la surface et production de l'orthomosaïque RGB. Un affaissement de la surface de glace peut aussi être observé sur plusieurs jours. Selon Gindraux *et al.* (2017), il est possible d'avoir un déplacement latéral (X, Y) entre 0,03 m et 0,09 m par jour et un affaissement (Z) de 0,10 m à 0,25 m par jour, en raison principalement du mouvement et de la fonte du glacier. Pour diminuer cet effet, une mesure a été prise le matin avant chaque vol sur les points de contrôle chevauchant deux vols. La moyenne des coordonnées a été calculée et utilisée comme mesure finale de la position de ces GCPs.



**Figure 2.3** Cible utilisée comme GCP, avec récepteur GNSS.

## 2.4 Génération des MNEs et orthophotos

Le logiciel retenu pour l'étude fut Pix4D version 2.1.58, qui utilise la technique de photogrammétrie connue sous le nom de « structure acquise à partir d'un mouvement » (structure from motion : SFM). Cette technique permet, avec plusieurs images d'un même objet prises de différentes positions, de reproduire en trois dimensions ce dernier avec un nuage de points, en gardant les proportions de l'objet selon les paramètres de la caméra. La géolocalisation des photos par le GNSS à bord du drone, combinée aux points de contrôle géolocalisés en surface du glacier, permet de situer précisément l'objet dans l'espace. Avec les dernières avancées technologiques et l'utilisation des drones, la précision de la photogrammétrie par SFM est semblable à celle du Lidar (Fonstad *et al.*, 2013; Hugenholtz *et al.*, 2013; Nolan *et al.*, 2015; Turner *et al.*, 2012; Verhoeven, 2011; Verhoeven *et al.*, 2013; Westoby *et al.*, 2012). Le logiciel Pix4D permet de faire des mosaïques, de la modélisation 3D et de calculer des indices, comme des nuances de gris et le NDVI pour les végétaux.

Les images proviennent de six vols effectués au-dessus de la zone d'ablation du glacier Saskatchewan. Chaque vol a duré environ 35 minutes et a permis d'enregistrer une moyenne de 250 images par vol. Le système géographique de référence utilisé est le WGS 84 UTM zone 11N. Un premier nuage de points de faible densité est d'abord produit à partir de la connaissance des paramètres internes (taille et résolution du capteur, distance et points focaux) et externes (position et rotation) de la caméra et de la correspondance entre les points de rattachement entre les photos, établie par corrélation d'images par le logiciel. Puis, dans un deuxième temps, les cibles (GCP) sont localisées et identifiées dans un minimum de six images afin de calibrer la solution photogrammétrique et d'en améliorer la précision. Un deuxième nuage de points densifié est ensuite produit en utilisant les paramètres internes et externes optimisés durant l'étape 1 et un ensemble plus large de points de rattachement entre les images. En dernier lieu, le nuage de points est agrégé pour former le MNE, qui est utilisé pour produire l'orthomosaïque RGB. Un rapport d'erreur est produit et reporté l'erreur de calibration sur les GCPs en trois dimensions (X, Y, Z). Un indice de nuance de gris a aussi été produit dans la mosaïque initiale.

Deux approches ont été utilisées pour valider l'incertitude du nuage de points produit par photogrammétrie et des MNE et orthomosaïques qui en sont dérivés. Un échantillonnage fractionné a d'abord été utilisé pour séparer les points de contrôle en deux groupes, l'un utilisé pour calibrer le nuage de points, l'autre pour valider l'erreur de reprojection. La liste des GCPs a été séparée en deux groupes, l'attribution des points dans ceux-ci s'est faite par alternance. La calibration du nuage de points a été produite avec le premier groupe puis validée avec le deuxième groupe de CGPs exclus de la calibration. L'erreur est calculée comme la différence entre la coordonnée mesurée au GNSS sur un GCP et sa position prédictive (reprojétée) par la solution photogrammétrique. Les groupes de calibration et validation sont ensuite intervertis et le calcul d'erreurs répétées. Les statistiques d'erreurs sont ensuite calculées à partir des erreurs obtenues à chaque GCP.

Pour l'évaluation des incertitudes par validation croisée, chaque GCP est successivement exclu lors de la calibration de la solution photogrammétrique et mis de côté comme point de vérification. La distance entre la position GNSS du GCP de vérification et sa position dans la mosaïque fournit l'erreur du point. Cette opération est répétée jusqu'à ce que chaque GCP ait été utilisé comme point de validation et les statistiques d'erreurs calculées, comme la moyenne, l'écart type, l'erreur moyenne quadratique (RMSE) et le I de Moran.

## 2.5 MNE de référence et changements topographiques

La première mouture du projet comprenait deux voyages sur le terrain. Durant le premier séjour, une petite partie dans la portion la plus haute de la zone d'ablation a pu être couverte, faute de temps. Lors du deuxième voyage, le mauvais temps a empêché le drone de décoller durant plusieurs jours. Ainsi, c'est une petite surface dans le centre de la zone d'ablation qui fut couverte lors des deux voyages. Avec le peu de variation et les incertitudes qui étaient trop grandes pour la variation obtenue, un plan B a été retenu, soit l'utilisation d'un modèle numérique d'élévation effectué par Lidar, car c'était le modèle le plus précis disponible. Il est antérieur de cinq ans et a la plus grande mosaïque

obtenue par drone, ainsi, les changements devraient être plus importants que les incertitudes.

Un modèle numérique d'élévation issu d'un relevé Lidar effectué au-dessus du glacier Saskatchewan en août 2010 a été utilisé comme surface topographique de référence pour le calcul du bilan de masse. Le MNE produit à partir du nuage de points a été réalisé par l'Applied Geomatics Research Group (ARCG), pour une commande de la Commission géologique du Canada (Hopkinson, 2011). Le but de ce projet était d'obtenir un modèle de référence des glaciers exutoires et du champ de glace Columbia.

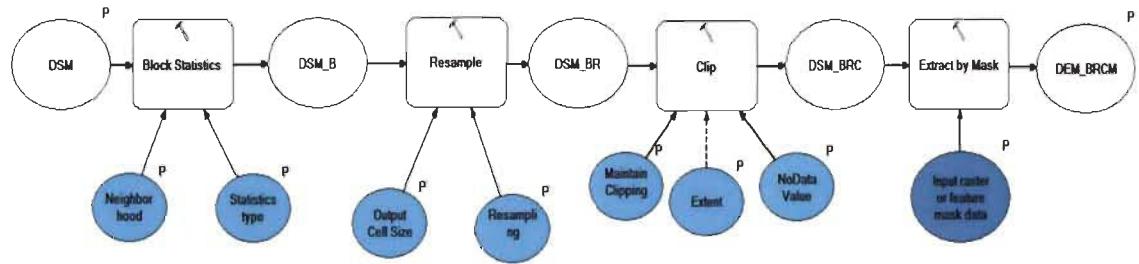
Ces données ont été comparées avec celles des bases de données de la National Topographic Data Base (NTDB) de 1983 et de la BC TRIM Databases entre 1986 et 2001. L'incertitude sur le MNE de 2010 est de 1 m en XY et de 1 m en Z (Hopkinson, 2011). Pour valider le MNE, il a été comparé avec des MNE plus anciens du glacier Saskatchewan. Les changements dans le temps et le déplacement de la terminaison du glacier avec aujourd'hui suivent les mêmes tendances que ce qui a été observé sur le glacier Peyto, un glacier situé à proximité, soit taux d'affaissement vertical au front de 6,7 m entre 1983 et 2010, selon les données du NTDB databases.

Un relèvement du MNE LiDAR de 10 m a été effectué. Pour arriver à cette valeur, trois endroits en bordure du glacier jugés stables dans le temps et situés sur toute la longueur du glacier ont été comparés entre eux (voir les emplacements sur la figure 2.2). Une différence moyenne de 10 m entre le MNE LiDAR de 2010 et le MNE de 2015 (photogrammétrie) a été observée, et s'explique par un changement d'ellipsoïde, soit du datum NAD83 CSRS pour la référence horizontale et le CGVD28 pour la référence verticale, vers l'ellipsoïde WGS84. Ce modèle a été transformé pour avoir le même système de référence, soit WGS 1984 UTM zone 11N.

## 2.6 Indicateurs topo-climatiques

Afin d'évaluer la différence de hauteur de glace et comprendre ce qui influence cette dernière, plusieurs variables topo-climatiques ont été mesurées pour évaluer la corrélation entre ces variables et le bilan de masse glaciaire. Les variables topo-climatiques calculées sont le rayonnement solaire potentiel, le pseudo-albédo, le déplacement en surface, la rugosité de la glace et l'altitude. Ces variables sont détaillées dans les prochains paragraphes.

Pour pouvoir comparer entre elles les différentes variables, leurs résolutions ont été harmonisées. La rugosité est la couche de base qui avait la plus grande résolution, elle a donc servi de référence pour les autres variables. Pour uniformiser la résolution des différentes variables, un modèle a été développé dans ArcGIS pour agréger les couches à une résolution commune et les co-géolocaliser (Figure 2.4). Plusieurs étapes ont été effectuées pour minimiser les effets des voisins et des interpolations. Le calcul de la moyenne a aussi été utilisé pour ces raisons. L'agrégation spatiale est obtenue par l'application d'une fenêtre mobile de la résolution voulue (Block Statistics), ayant ici 10 m de côté (Neighborhood), dans laquelle la moyenne de la fenêtre (Statistics type) est calculée et attribuée aux cellules de la fenêtre. Un rééchantillonnage par plus proche voisin (Resample) est ensuite effectué à la résolution souhaitée, soit 10 m x 10 m. Le nombre de lignes et de colonnes de la matrice est maintenu en utilisant le même masque de forme rectangulaire sur toutes les couches (Clip). Un deuxième masque est ensuite utilisé pour garder seulement les valeurs de la surface glaciaire (extract by mask).



**Figure 2.4** Chaîne de traitement pour le changement de résolution d'une matrice dans ArcGIS.

Le bilan de masse géodésique a été calculé en soustrayant le MNE de 2015 (drone) de celui de 2010 (LiDAR) dans le logiciel ArcGIS (Cogley *et al.*, 2011). Un rapport de  $0,9 \text{ m}^{-1}$  a été utilisé pour changer les unités de mètre en mètre d'équivalent en eau (mw.e.)(Cogley *et al.*, 2011, p. 35 et 66; Cuffey et Paterson, 2010, p. 12 et 95). La couche du bilan de masse a été transformée pour avoir une résolution de  $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$  avec l'aide de l'outil d'agrégation de la figure 2.4.

Un bilan de masse résiduel a été produit afin de diminuer l'influence dominante de l'altitude sur le bilan de masse glaciaire. L'objectif derrière le bilan de masse résiduel est de tenter de reproduire une altitude constante sur toute la surface de la zone d'ablation. L'altitude a une grande influence sur le bilan de masse, l'objectif de cette couche est de voir si d'autres éléments influençant le bilan de masse sont cachés par l'effet de l'altitude. Pour ce faire, une surface de tendance polynomiale de 3<sup>e</sup> ordre a été ajustée puis soustraite du bilan de masse géodésique. Les valeurs résiduelles représentent les variations spatiales de bilan de masse indépendantes de l'effet de l'altitude. La courbe de tendance a été produite à partir de la matrice du bilan de masse à une résolution de  $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ .

L'altitude de chaque pixel du glacier a été extraite du modèle numérique d'élévation de 2015. La résolution du MNE a été modifiée de la même façon que les autres couches (Figure 2.4). L'albédo est une composante importante dans le bilan énergétique glaciaire, qui représente le ratio entre le rayonnement solaire réfléchi de la

surface et le flux incident (Cogley *et al.*, 2011). Une neige fraîche a un albédo d'environ 0,9, tandis qu'un glacier sale peut avoir un albédo de 0,10 (Brock *et al.*, 2000). Avec la forte pente du glacier (16°) (Tennant et Menounos, 2013) qui entraîne un gradient de température (Lutgens et Tarbuck, 2013, p. 111), l'albédo ne sera pas constant sur toute la surface d'étude, la pureté de la glace ne sera pas constante sur toute la surface étudiée. Pour contre capturer la variation spatiale de la pureté de la glace (présence de neige, débris, poussière, la taille des grains de glace). Une forte corrélation a été trouvée entre la présence de débris et de poussière et l'albédo, le moyen de trouver les poussières est d'utiliser une mosaïque de nuance de gris (Azzoni *et al.*, 2016). Ce moyen alternatif pour représenter la réflexion du rayonnement sur tout le glacier fut dégagé pour représenter l'albédo sur toute la surface et utiliser les données recueillies par le drone. Ce pseudo-albédo a été retenu, sous la forme d'une mosaïque de nuances de gris produite à partir de l'orthomosaïque RGB. La pondération des bandes pour obtenir la mosaïque de nuances de gris est : 0.2116\*rouge+0.7152\*vert+0.07152\*bleu. Ces rapports de bande sont utilisés par défaut dans le logiciel Pix 4D pour la production d'une mosaïque en nuance de gris. La résolution a été agrégée à 10 m x 10 m comme ce fut le cas pour les autres couches (Figure 2.4).

Les crevasses peuvent influencer le bilan de masse en absorbant plus de rayonnement solaire et en augmentant les transferts de chaleur sensible de l'atmosphère au glacier (Cathles *et al.*, 2011; Colgan *et al.*, 2016). Pour identifier les crevasses sur le MNE, un indice de présence de crevasses a été produit. Pour ce faire, le MNE obtenu avec le drone (6 cm) a été traité avec l'outil Pente (slope) dans ArcGis. Ce dernier mesure la variation maximale de la cellule avec les cellules voisines. Le résultat est une matrice des pentes en degrés et la direction de celles-ci. La deuxième étape consiste à identifier et calculer la fréquence des cellules avec une pente abrupte : une classification binaire est appliquée sur la couche des pentes du glacier où toutes les pentes de plus de 10° ont été classées comme 1 et les pentes plus faibles comme 0. Avec un seuil de 10°, le réseau de crevasses en surface et le réseau hydrographique du glacier sont bien représentés visuellement. Une première classification de la micro-topographie est ainsi

obtenue. L'agrégation spatiale de cette couche (Figure 2.4) produit une « fréquence de crevasses » (0-1) à l'intérieur de chaque pixel de 10 m x 10 m.

La micro-topographie représente les imperfections de la surface, qui sont causées par le déplacement, la présence d'eau et de débris. Ces dernières peuvent causer de la turbulence aérienne et affecter le bilan de masse (Cathles *et al.*, 2011). Pour mesurer l'une de ces imperfections, appelée rugosité, une fenêtre mobile de 10 m x 10 m est appliquée sur le MNE à fine échelle (0,06 m/pixel). À chaque bloc distinct de 10 m x 10 m, une surface de tendance de degré 2 est ajustée afin d'éliminer la pente locale, puis l'écart type des résidus est calculé et utilisé comme indicateur de rugosité micro-topographique. La fenêtre de 10 m de côté a été jugée suffisante pour lisser la microtopographie et la représenté par des statistiques pour chaque pixel. Il permet aussi de réduire la taille des couches pour faire les analyses statistiques.

La source première d'énergie sur un glacier est le rayonnement solaire (Benn et Evans, 2010, p. 23). Le rayonnement solaire incident potentiel a été calculé sur la surface d'étude du glacier. Le calcul du rayonnement a été réalisé sur le MNE LiDAR de 2010, qui couvre une plus grande surface à l'extérieur du glacier. Afin d'inclure les effets d'ombrage topographique des montagnes environnantes, le MNE de 2010 a été agrandi en le fusionnant avec un MNE produit en 2015 par photogrammétrie d'images du satellite WordView2 (0,5 m de résolution). La résolution du MNE est de 1 m<sup>2</sup>. L'outil pour le calcul de rayonnement potentiel est le « Area Solar Radiation » de ArcGIS. La période de calcul s'étale du 1<sup>er</sup> mai au 1<sup>er</sup> septembre 2015 afin de couvrir la période de fonte. Le rayonnement est calculé à chaque 30 minutes de la journée, et ce calcul est répété à chaque intervalle de 14 jours durant la période. La quantité d'énergie est calculée pour chaque pixel de la matrice. Le facteur pour simuler la fraction du rayonnement total attribué au rayonnement diffus causé par atmosphère, pour un ciel lors de conditions normales, est de 0,3. Pour simuler la quantité d'énergie perdue dans l'atmosphère, qui varie selon l'altitude et la clarté de l'atmosphère, le facteur utilisé est de 0,5 pour un ciel normalement clair selon le logiciel. L'algorithme prend en considération l'angle du soleil selon la latitude, les effets d'ombrage de la topographie

environnante et de la pente de la surface, cependant la réflexion des parois rocheuses n'est pas comptabilisée par ArcGIS. Le rayonnement est cumulé sur la période choisie et est exprimé en  $\text{WH/m}^2$ . La carte de rayonnement a été agrégée d'une résolution spatiale de 1 m à 10 m (Figure 2.4).

## 2.7 Déplacements de surface

L'environnement glaciaire présente, entre autres particularités, le fait d'être constamment en mouvement, et il importe ainsi d'évaluer si le déplacement en surface influence la variation du bilan de masse glaciaire. Pour mesurer ce déplacement en surface, la corrélation d'images a été choisie. Il faut deux images du même glacier avec un intervalle de temps assez grand pour voir le déplacement selon la résolution des images, mais pas trop grand afin de pouvoir retracer la morphologie de surface entre les deux images. Les images ont été acquises entre le 13 août 2013 et le 9 août 2014, soit les dates qui se trouvent le plus près de la période utilisée pour la détection des changements topographiques. Des images Landsat 8 acquises à un an d'intervalle ont été utilisées pour s'assurer que le déplacement est plus grand que la résolution. La bande 8 ou panchromatique a été retenue, car elle présente une meilleure résolution, soit 15 m x 15 m au lieu de 30 m x 30 m pour les autres bandes. L'incertitude sur le résultat se situe entre 1 et 2 pixels (Messerli *et al.*, 2014). Pour appliquer la corrélation d'images, le script ImGRAFT dans Matlab a été utilisé (Messerli et Grinsted, 2015). Ce script recherche la corrélation maximale entre les deux images dans des petites fenêtres de recherche de taille prédéfinies, et retourne l'amplitude du déplacement local ainsi que son orientation. La méthode de corrélation utilisée est celle par défaut, soit la « Normalized Cross Correlation (NCC) ». La taille de la fenêtre en pixel est l'un des paramètres prescrits, et a été fixée à 200 m ou 13 pixels, pour bien capter la morphologie typique de surface. La distance maximale de recherche est aussi prescrite, celle-ci a été fixée à 400 m ou 26 pixels. Des seuils sont appliqués pour exclure des corrélations jugées non significatives : (i) la corrélation maximale doit être supérieure à 0,5; (ii) le rapport signal sur bruit doit être supérieur à zéro. Le bruit est estimé par la moyenne absolue des coefficients de corrélation obtenus dans le voisinage de recherche

de la fenêtre mobile. Le rapport signal à bruit est estimé en divisant le coefficient de corrélation maximum (le « signal ») par l'estimé du bruit.

La divergence de flux est l'accélération ou changement dans la vitesse de la glace dans une colonne de glace. Une valeur positive dénote une accélération de la glace et une valeur négative une compression. Une valeur positive est aussi associée à une diminution de la hauteur de la colonne de glace (Cogley *et al.*, 2011, p. 32). La divergence de flux (vitesse) en surface a été calculée à partir du champ de vitesses obtenu par corrélation d'images.

$$\operatorname{div} \vec{v} = \frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y}$$

Équation 2.1 : Formule de la divergence de flux glaciaire.

La divergence de flux est calculée dans Matlab avec la fonction « divergence ». Pour calculer la divergence, la fonction divise les coordonnées de départ et d'arrivée en X et en Y avec leur vitesse respective, pour ensuite les additionner ensemble. Les résultats de divergence sont ponctuels : une valeur est associée à une coordonnée géographique. Les points ont été associés à une matrice d'une résolution de 10 m x 10 m. Ces résultats ont ensuite été interpolés spatialement par la méthode du plus proche voisin dans ArcGIS. Cette méthode a été retenue pour couvrir les trous entre les valeurs. La couche a été modifiée à l'aide des deux masques de la figure 2.4 pour avoir une matrice avec les mêmes dimensions (le nombre de lignes et de colonnes) que les autres matrices.

## 2.8 Analyses statistiques

Pour réaliser des analyses statistiques, il faut que les données soient homogènes. En géostatistique, le semi-variogramme permet de quantifier la présence et la structure de l'autocorrélation spatiale, et permet aussi de discerner la ou les principale(s) échelle(s) spatiale(s) de variabilité (Smith, 2014). Une trop grande corrélation spatiale indiquerait une uniformité de la surface et tendrait vers des processus de fonte

uniformes. Dans le cas de la neige qui connaît de profondes transformations dans le temps et une forte variabilité dans le paysage, les échelles de variabilité peuvent être multiples et même afficher une invariance d'échelle ou comportement fractal (Blöschl, 1999; Deems *et al.*, 2006; Smith, 2014).

L'analyse semi-variographique a été appliquée à la surface glaciaire afin de quantifier la structure de l'autocorrélation spatiale et les échelles dominantes de variabilité. Une courbe de tendance d'ordre 2 a été enlevée. L'analyse a été réalisée sur le MNE de 2015 agrégé à trois résolutions spatiales différentes, soit 30 cm, 1 m et 5 m afin de calculer des semi-variogrammes avec des intervalles et distances de calculs croissants pour bien couvrir toutes les échelles spatiales (30 cm, 1 m et 5 m). Une résolution initiale de 30 cm a été choisie, car la résolution native (6 cm) ne permettait pas de faire les calculs, l'ordinateur disponible dans le cadre de ce projet n'était pas capable de faire les calculs avec une résolution de 6 cm.

Une analyse de corrélation bivariée a été utilisée pour déterminer s'il existe des relations entre les taux d'affaissement glaciaire mesurés par la méthode géodésique (c.-à-d., le bilan de masse) et les différents indicateurs topo-climatiques. Toutes les variables ont été préalablement transformées (boxcox) et standardisées (Zscore). Le coefficient de Pearson a été utilisé pour calculer les indices de corrélation simples.

Une seconde analyse de corrélation a été réalisée après avoir enlevé une surface de tendance ajustée au bilan de masse glaciaire, afin d'enlever l'effet dominant de l'altitude. Une surface de tendance de 3<sup>e</sup> ordre fut enlevée sur la matrice du bilan de masse.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS

#### 3.1 Évaluation des erreurs du MNE 2015

Le tableau 3.1 présente les statistiques d'erreurs obtenues lors de la calibration et de la validation du nuage de points topographiques. Les résultats de la moyenne des erreurs de la calibration des points de référence est de 0,18 m en XY et de 0,14 m en Z. Les deux techniques d'échantillonnage (SS et VC) donnent des résultats relativement semblables, soit une moyenne de 0,53 m en XY pour l'échantillonnage fractionné et de 0,57 m en XY pour la validation croisée (Tableau 3.1). Les incertitudes des validations sont plus grandes que la calibration. Le I de Moran est un coefficient d'autocorrélation spatiale, est positif et significatif pour les erreurs verticales obtenues par échantillonnage fractionné et validation croisée, avec des valeurs respectives de 0,49 et 0,45. Les deux erreurs sont auto-corrélées, les erreurs des points sont reflétées dans les erreurs des GCPs voisins. Les erreurs ne sont pas indépendantes. Les erreurs quadratiques (RSME) de la calibration sont de 0,31 en XY et 0,53 en Z. Pour la validation par échantillonnage fractionné un RMSE de 0,71 en XY et de 1,00 en Z ont été obtenus, tandis que pour la validation croisée, les valeurs du RMSE sont de 0,73 en XY et de 0,92 en Z.

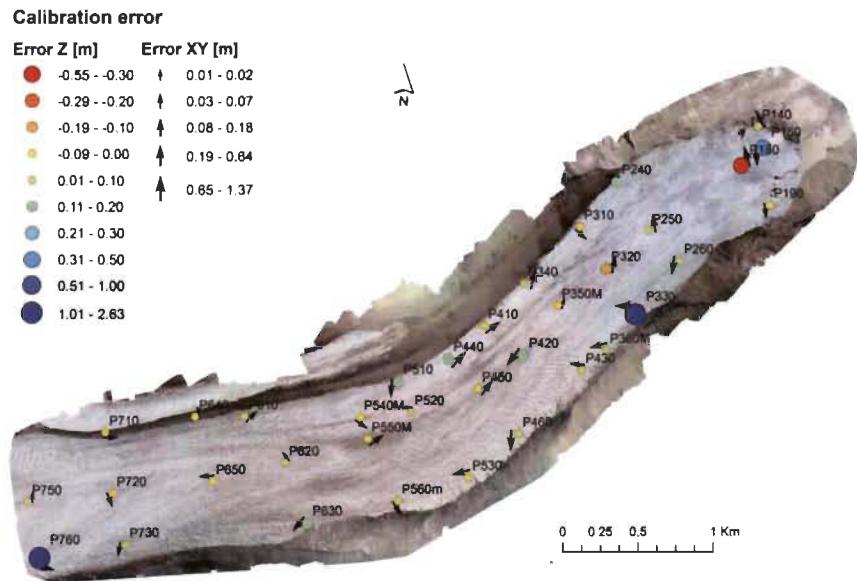
**Tableau 3.1**

Erreurs horizontales (XY) et verticales (Z) de calibration et de validation pour le modèle numérique d’élévation et orthomosaïque de 2015

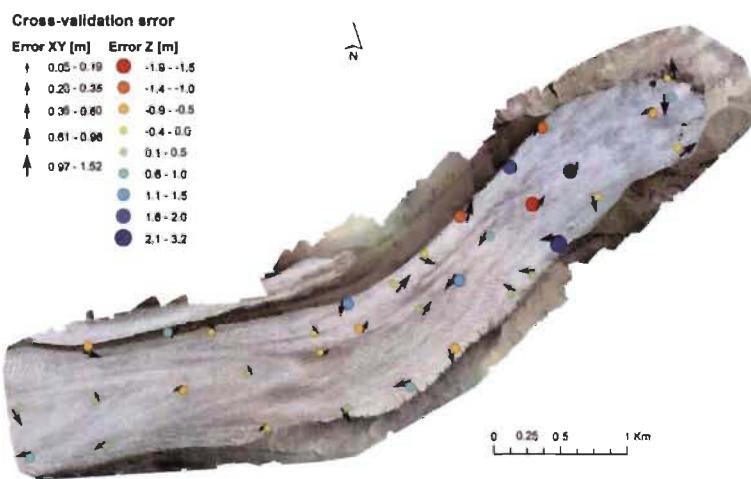
Paramètres	XY cali	Z cali	XY SS	Z SS	XY CV	Z CV
Moyenne	0,18	0,14	0,53	0,13	0,57	0,10
Médiane	0,10	0,02	0,45	0,09	0,47	0,02
Min	0,01	-0,55	0,01	-1,84	0,05	-1,93
Max	1,37	2,63	1,62	2,54	1,52	3,21
Écart type	0,26	0,52	0,47	1,01	0,45	0,93
RMSE	0,31	0,53	0,71	1,00	0,73	0,92
I de Moran	-0,11	-0,05	0,22	<b>0,49</b>	0,09	<b>0,45</b>

Cali = erreur de calibration; SS = erreur de validation par échantillonnage fractionné; CV = erreur estimée par validation croisée. Les coefficients I de Moran significatifs ( $p < 0,05$ ) sont indiqués en gras.

La direction des erreurs de calibration et de validation croisée est spatialement variable, tout comme leur amplitude (Figures 3.1 et 3.2). Un point de contrôle fut retiré lors des tests (P660, Chapitre II – Figure 2.2), car les erreurs sur ce point étaient trop grandes sans que l’on puisse en connaître la raison. Cette erreur ne se reflétait pas dans les autres points pris durant la même sortie de terrain et dans les points situés à proximité.



**Figure 3.1** Carte des erreurs de calibration et leur direction aux points de contrôle (GCP) sur le glacier Saskatchewan en 2015.



**Figure 3.2** Carte des erreurs de validation croisée et leur direction aux points de contrôle sur le glacier Saskatchewan en 2015.

Dans les figures 3.3, 3.4 et 3.5, les différentes causes pouvant engendrer des erreurs sont explorées, comme la distance au plus proche voisin, le nombre de photos où

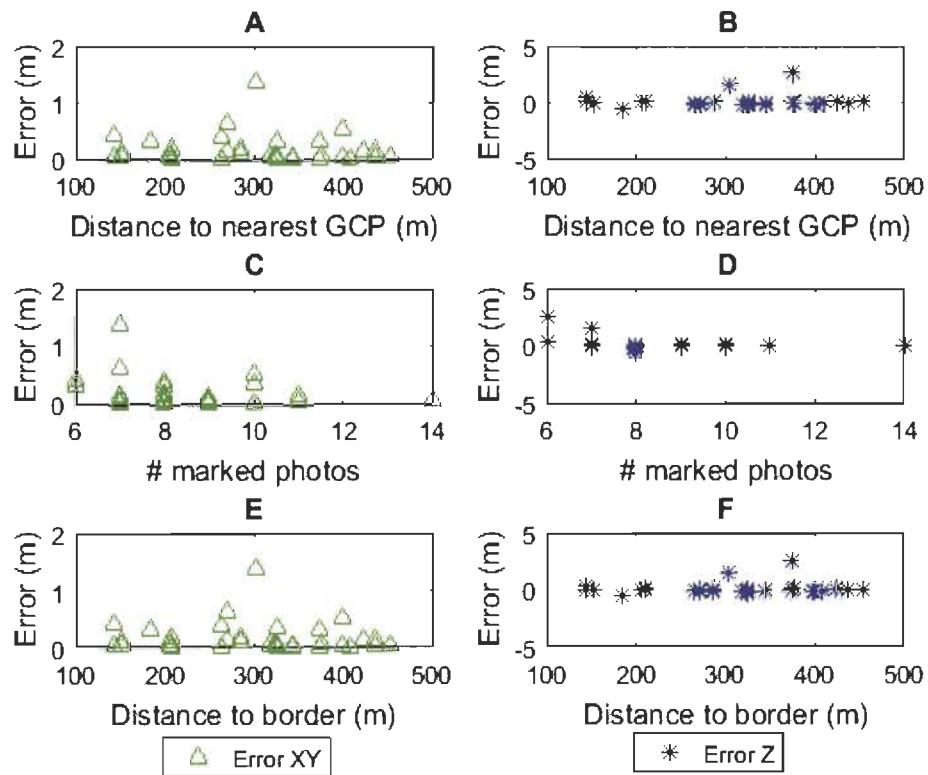
les points de contrôle sont marqués et la distance à la bordure. Plus les points sont proches les uns des autres et plus les erreurs devraient être semblables si l'erreur est positivement corrélée, comme montré par le I de Moran pour l'altitude Z. Un point de validation risque de souffrir d'une plus grande erreur si les GCPs, qui contraignent la solution photogrammétrique, sont plus éloignés. Également, un GCP marqué sur plus de photos devrait augmenter la précision de la triangulation et donc réduire l'erreur. Finalement, les GCPs situés plus près des bordures peuvent souffrir du fait qu'il y a un plus faible recouplement entre les photos à cet endroit, ce qui peut induire une plus grande incertitude. Dans les vignettes A des figures 3.3, 3.4 et 3.5, il n'y a pas de tendance claire entre les erreurs horizontales et la distance au plus proche point de contrôle, tant en mode calibration (Figure 3.3) qu'en mode validation (Figure 3.4, Figure 3.5), et cela est aussi le cas pour les vignettes B, qui représentent l'erreur verticale. Pour ce qui a trait aux vignettes C et D des figures 3.5, 3.6 et 3.7, il faut noter qu'il n'y a pas de différence majeure entre les erreurs des points de contrôle et le nombre de photos dans lesquelles ils sont marqués, quoiqu'une légère tendance se dessine pour l'erreur verticale, où l'erreur tend à diminuer avec l'augmentation du nombre de photos. Les dernières vignettes, E et F, représentent la distance des points de contrôle à la bordure. Encore une fois, il n'y a pas de tendance claire entre les erreurs horizontales et verticales et les effets de bordure. Pour diminuer cet effet, il avait été planifié que la superficie des vols serait plus grande que la surface étudiée.

L'environnement glaciaire représente une cause d'erreur, principalement en raison du fait que le glacier bouge et que la captation des images prend du temps. Pour un même point de contrôle qui fut utilisé lors de deux vols différents qui se recoupent, mais ayant eu lieu lors de journées différentes (Chapitre II – Figure 2.2), la différence de position a été mesurée pour ces points GPS. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.2. Le déplacement moyen horizontal est de 20 cm, et une variation moyenne de la hauteur de glace de 46 cm est observée. Les variations de vitesse s'expliquent en partie par leur emplacement sur le glacier. Par exemple, le point P560M qui se retrouve dans une zone subit un étirement mécanique causée par la courbe du glacier. La partie sud va plus vite que la bordure nord, ce qui cause des crevasses.

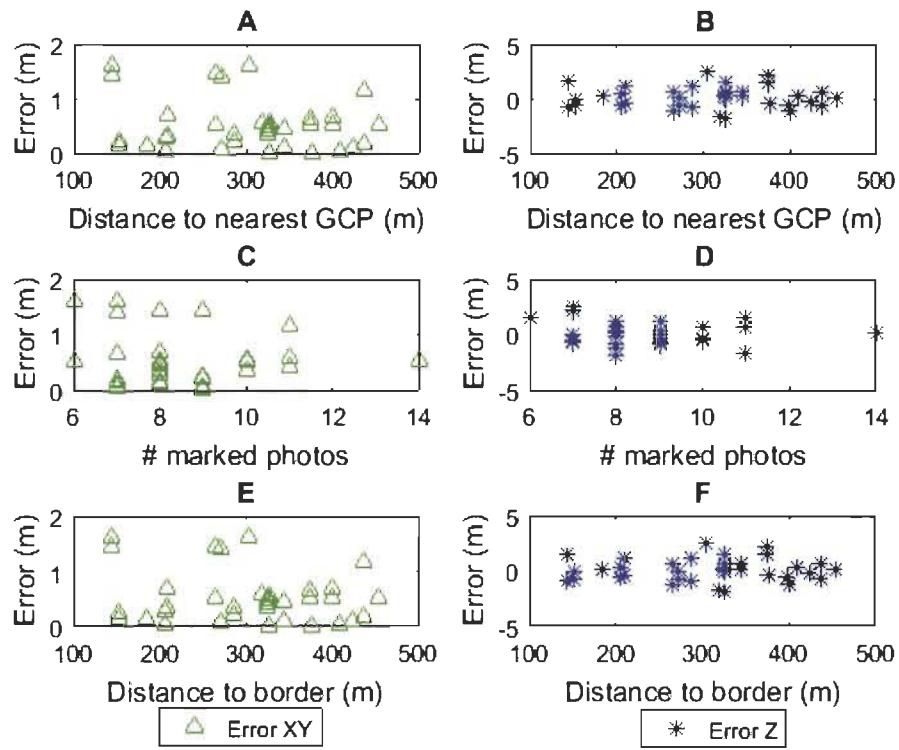
**Tableau 3.2**

Déplacements de cinq points de références (GCP) mesurés  
sur une période d'une journée

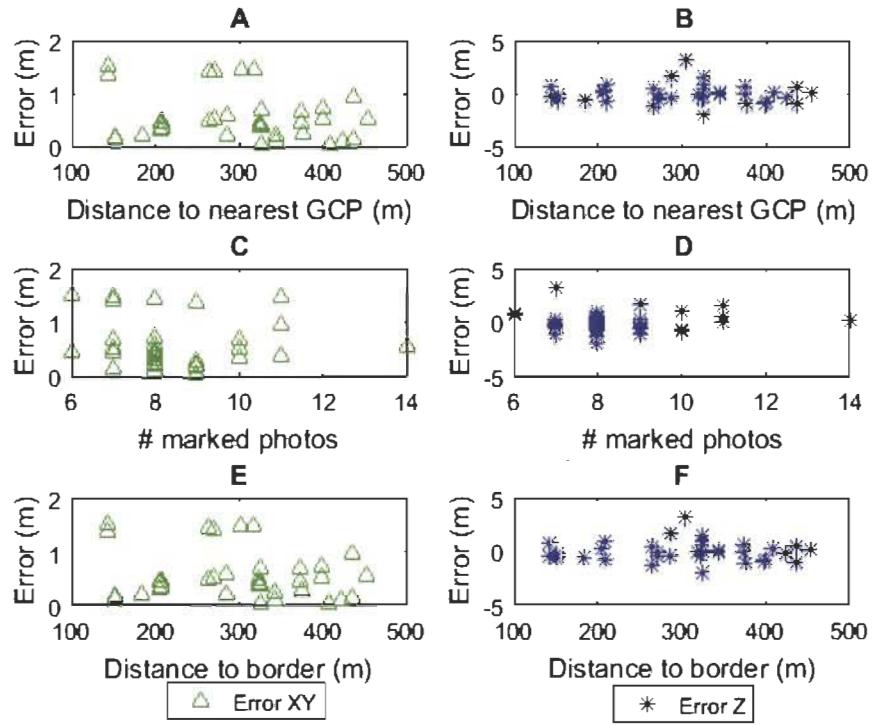
GCP	$\Delta X$ (m)	$\Delta Y$ (m)	$\Delta XY$ (m)	$\Delta Z$ (m)	$\Delta t$ (h)
p350m	-0,023	0,000	0,023	-0,109	20,1
p360m	-0,074	0,099	0,124	1,357	20,8
P540m	-0,113	0,011	0,114	0,031	17,2
p550m	-0,230	-0,064	0,239	0,060	17,3
P560M	0,438	-0,253	0,506	0,962	18
Moyenne	0,000	-0,041	0,201	0,460	
Médiane	-0,074	0,000	0,124	0,060	



**Figure 3.3** A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de calibration en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z.



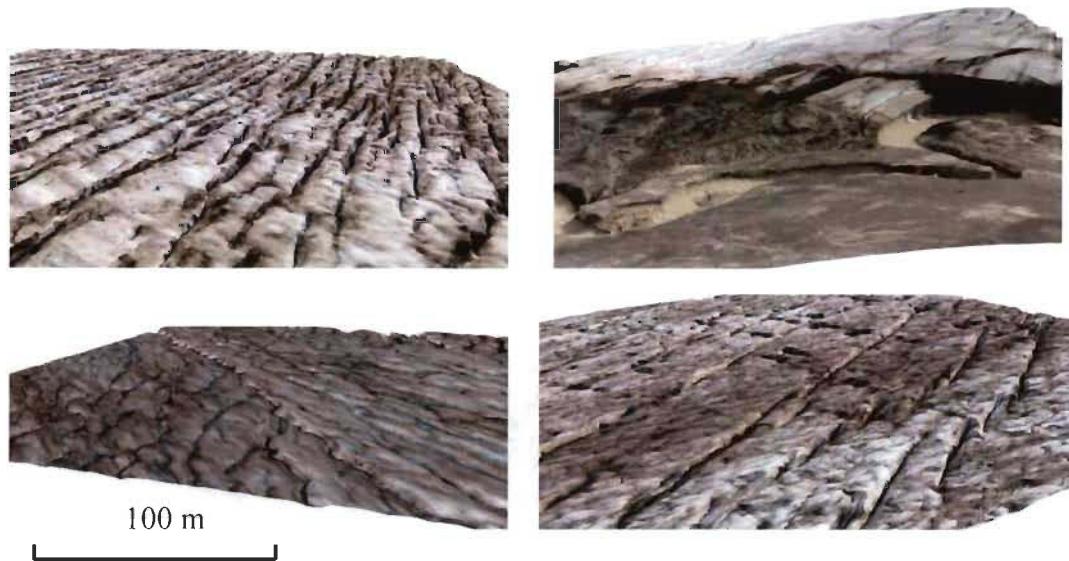
**Figure 3.4** A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de l'échantillonnage fractionné en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z.



**Figure 3.5** A : Relation entre la distance au plus proche GCP et l'erreur de la validation croisée en XY. B : Relation entre la distance au plus proche voisin et l'erreur de calibration en Z. C : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de la validation croisée en XY(.). D : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de la validation croisée en Z. E : Relation entre la distance à la bordure d'un point et l'erreur de calibration XY. F : Relation entre le nombre de photo d'un point et l'erreur de calibration en Z.

### 3.2 Analyse de la topographie haute résolution

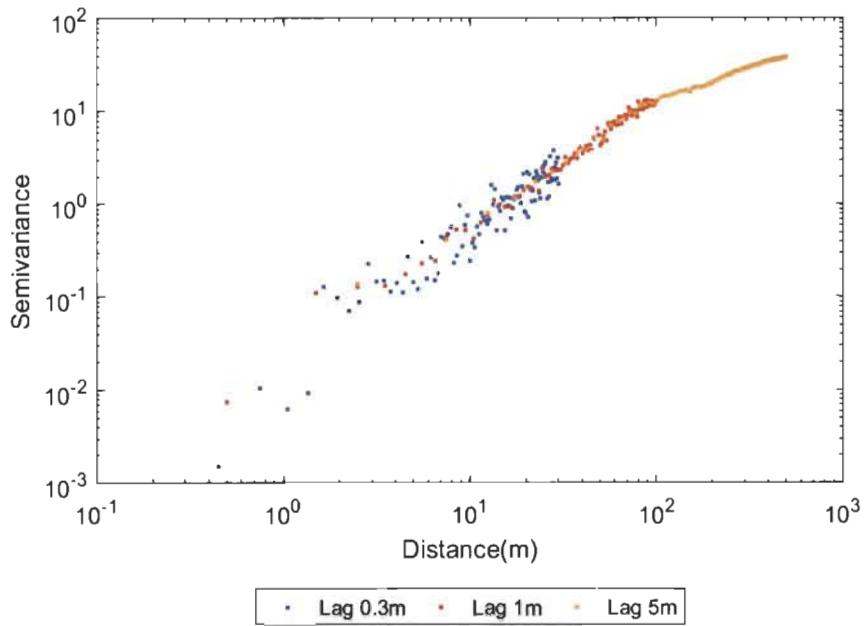
Il est possible d'identifier visuellement différentes formes de crevasses, soit transversales, marginales ou longitudinales sur l'orthomosaïque à haute résolution (Chapitre II – Figure 2.2). On remarque la forme d'ogive caractéristique des différences de vitesse entre le centre du glacier et les marges. Avec la résolution et la clarté des images obtenues avec la photogrammétrie, il est possible de suivre le système hydrographique en surface et de noter les moulins, qui représentent le début du réseau hydrique sous-terrain (Figure 3.4).



**Figure 3.6 Analyse qualitative du modèle numérique d'élévation et de l'imagerie.**

L'image en haut à gauche représente un champ de crevasses, celle en haut à droite, une moraine terminale. En bas à gauche, un réseau hydrographique en surface. En bas à droite, la présence de crevasse.

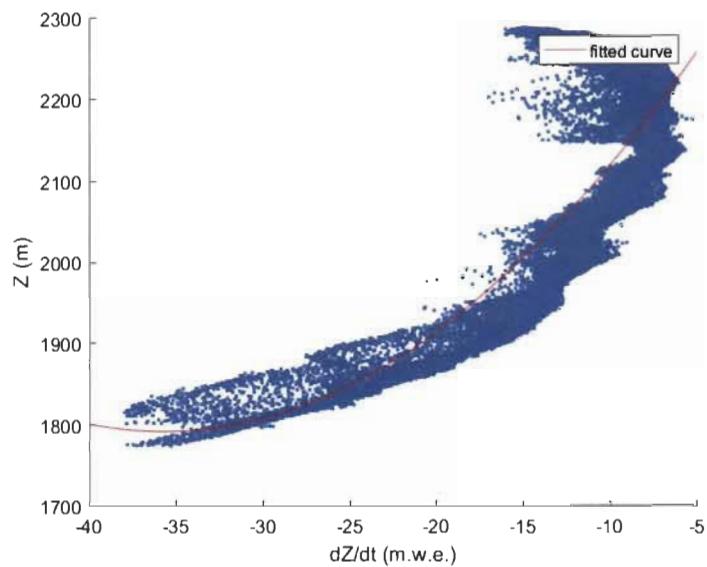
Les résultats de l'analyse par semi-variogramme sont présentés à la figure 3.5. Le semi-variogramme affiche une tendance linéaire sur les axes logarithmiques, ce qui traduit une relation de puissance entre la variance et l'échelle spatiale. Malgré le changement de la résolution spatiale entre les trois semi-variogrammes, la tendance linéaire demeure constante jusqu'au point de rupture. Le comportement linéaire du semi-variogramme en axes logarithmiques traduit donc un phénomène d'indépendance d'échelle de la topographie glaciaire sur toute sa largeur de 800 m de la surface étudiée (Smith *et al.*, 2016). Un changement dans la pente est observé autour de 800 quand les moraines latérales sont incluses dans le semi-variogramme, qui est induite par le changement de texture des moraines latérales en roche du glacier.



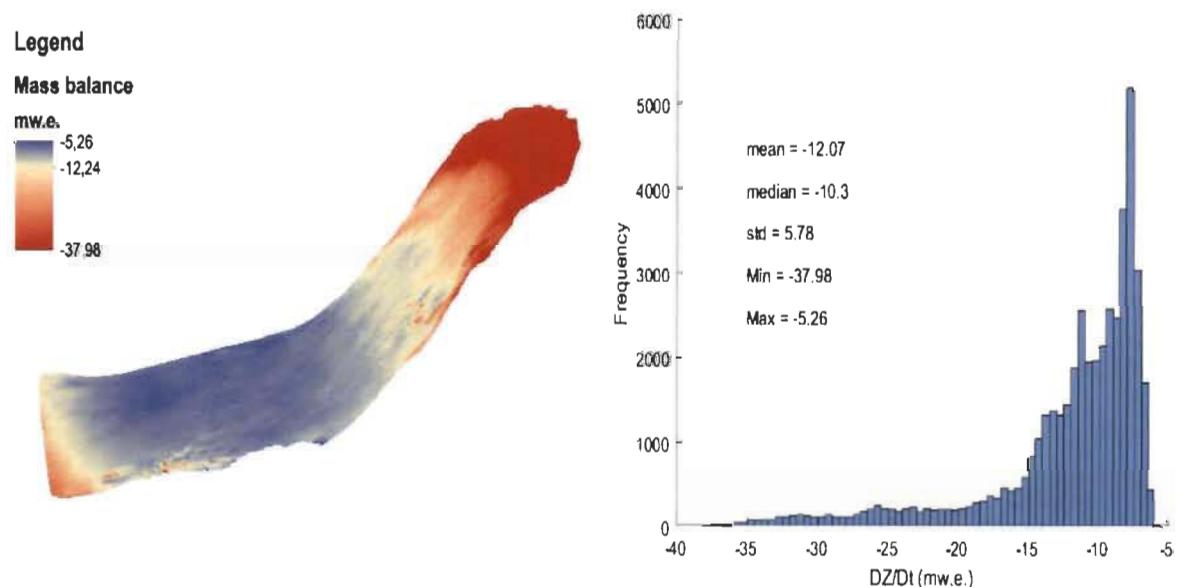
**Figure 3.7** Semi-variogramme de la zone d'ablation du glacier Saskatchewan avec des pas de 30 cm, 1 m et 5 m.

### 3.3 Taux d'affaissement 2010-2015

Le bilan de masse est fortement corrélé à l'altitude (Figure 3.8). La variation de hauteur de glace en surface du glacier Saskatchewan entre les années 2010 et 2015 affiche un taux moyen d'affaissement (moyenne de chaque pixel de la couche) de 12,07 mètres d'équivalent en eau (mw.e.) par pixel  $\pm$  1,03 mw.e. et ne montre aucun gain sur la zone étudiée (Figure 3.9). L'affaissement maximum atteint 37,98 mw.e. à la base du glacier (Figure 3.9). La perte totale entre 2010 et 2015 est de -13,61 mw.e. qui est la somme des valeurs des pixels multipliée par la densité de la glace et la résolution de la couche, le tout divisé par la superficie étudiée.



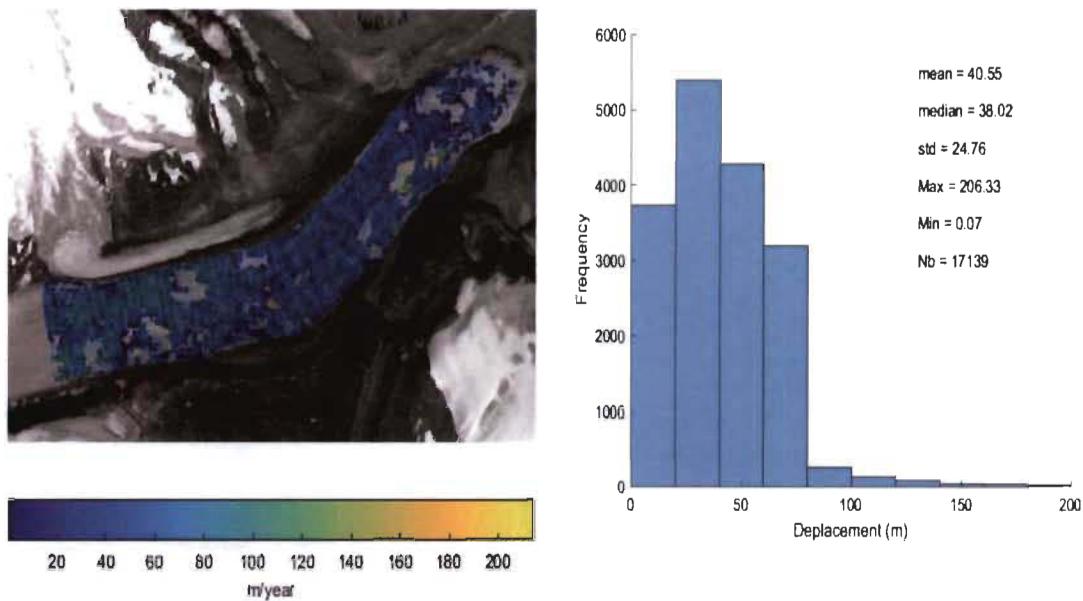
**Figure 3.8** Relation entre l'altitude et le bilan de masse mesuré avec le LiDAR de 2010 et la photogrammétrie de 2015.



**Figure 3.9** Carte du bilan de masse glaciaire sur le glacier Saskatchewan entre les années 2010 et 2015 et l'histogramme du bilan de masse et les statistiques descriptives.

### 3.4 Vitesse en surface

La figure 3.10 représente la carte du déplacement du glacier en surface entre août 2013 et août 2014. La moyenne des déplacements est de 40,55 m par année (Figure 3.10). L'incertitude sur le déplacement est grande, avec une erreur maximale de deux pixels ou moins, ou 30 m (Messerli *et al.*, 2014). La résolution des images panchromatiques de Landsat 8 est de 15 m. Le patron de déplacement général est bien représenté. Le schéma de déplacement en surface est cohérent avec la théorie, soit avec des vitesses plus élevées en altitude, près de la ligne d'équilibre, et des déplacements plus faibles dans le bas du glacier (Benn et Evans, 2010, p. 143). Cependant, il est difficile de voir clairement les variations de vitesse entre le centre du glacier et les moraines. On retrouve aussi plusieurs valeurs manquantes où la corrélation d'image a échoué. Ces lacunes peuvent être causées par un intervalle de temps trop grand, ce qui permet à la glace en surface de se déformer, et rend plus difficile pour l'algorithme de corrélation d'images de retrouver des points de repère. Les données manquantes dans le bas du glacier pourraient résulter de la forte fonte qui oblitérerait rapidement la morphologie de surface. Les résultats quantitatifs sont présentés à titre informatif, les grandes tendances et les variations dans le déplacement en surface sont analysées, considérant les grandes incertitudes obtenues d'une valeur d'environ 50 %.

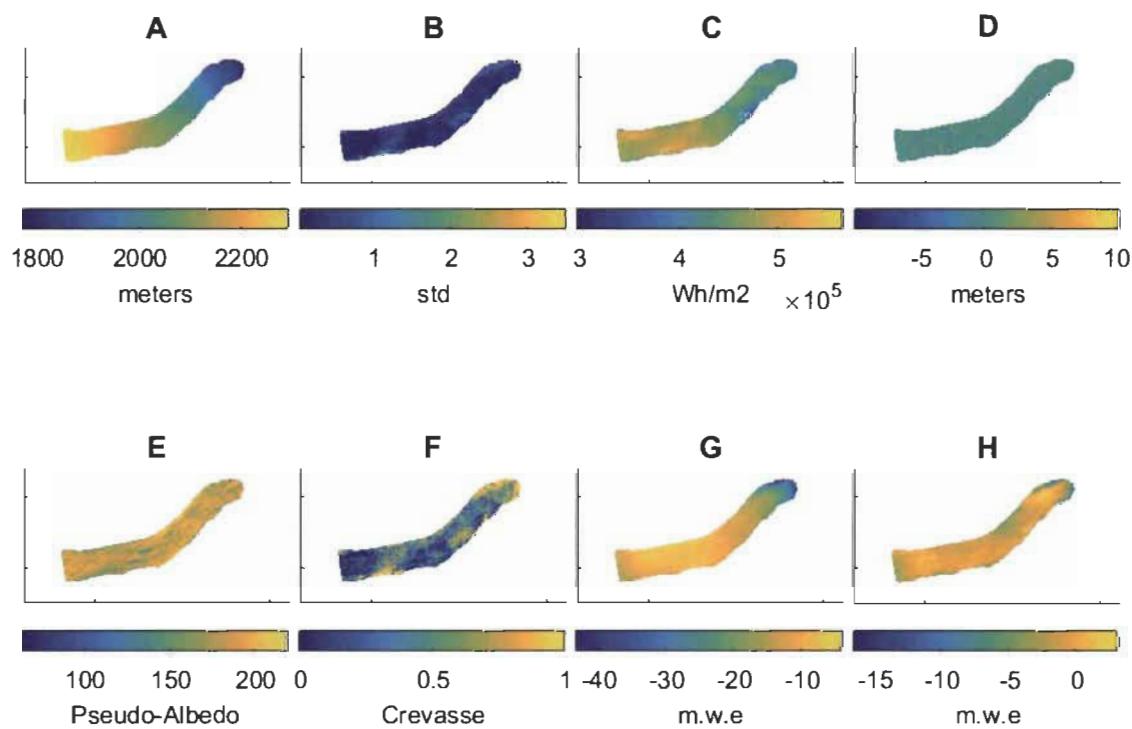


**Figure 3.10** Carte du déplacement en surface sur le glacier Saskatchewan entre 2013 et 2014, calculé par corrélation d’images Landsat et l’histogramme des déplacements et statistiques descriptives sur le glacier Saskatchewan entre 2013 et 2014.

### 3.5 Variables topo-climatiques

Les différentes variables topo-climatiques produites sont représentées dans la figure 3.11. La rugosité ou l’écart type topographique (1B) n’est pas uniforme sur tout le glacier. Dans la carte C, le rayonnement solaire augmente avec l’altitude en raison de la longueur optique relative qui diminue avec l’altitude, et varie aussi en fonction des montagnes en périphérie du glacier, principalement la montagne Castleguard et le Big Bend Peak qui se trouvent au sud-est du glacier (Chapitre II – Figure 2.1) et qui projettent leur ombre sur le glacier. La divergence de vitesse du glacier est représentée par la vignette D; elle est uniforme sur tout le glacier, avec de petites zones de grande divergence. La divergence moyenne est légèrement négative à -0,04, soit légèrement convergente sur le secteur d’étude. Les zones de grandes divergences sont situées à proximité des trous de la carte de déplacement en surface (Figure 3.10), ce qui signifie que du bruit est causé par des changements importants dans la surface glaciaire, principalement des zones avec des crevasses. Les zones où le gradient de couleur tend vers la couleur bleu foncé sont des zones de compression, elles sont en amont des zones

de bruit. Les parties où le gradient de couleur tend vers le jaune sont des zones positives, donc des accélérations, et se trouvent en aval des zones de crevasses. La vignette E montre le pseudo-albédo qui est plus faible sur les parties sud et en aval du glacier. Pour la vignette F, l'indice de fréquence de crevasse change dans l'espace et est représentatif de la distribution des crevasses observée sur le terrain et visible sur l'ortho-image (Chapitre II – Figure 2.2). La vignette G présente le bilan de masse glaciaire, comme c'est également le cas pour la figure 3.9. Dans la carte H, la variation de hauteur de glace (bilan de masse) est représentée, les plus fortes pertes se trouvant à la base du glacier. Pour la dernière carte (H), les résidus du bilan de masse sont représentés. Le gradient de perte de hauteur de glace est plus faible et est plus homogène que sur la carte précédente. La perte moyenne calculée est de -1,16 mw.e. avec une incertitude minimale de  $\pm 1,03$  mw.e.



**Figure 3.11 Indicateurs topo-climatiques du glacier Saskatchewan.**

A : Élévation, B : Rugosité, C : Rayonnement, D : Divergence de vitesse en surface (FLUX), E : Pseudo-albédo, F : Fréquence de crevasses, G : Bilan de masse et H : Bilan de masse résiduel.

### 3.6 Relation entre taux d'affaissement et variables topo-climatiques

Les corrélations bivariées les plus fortes sont celles entre le bilan de masse et l'altitude ainsi que le rayonnement solaire et la fréquence de crevasses, avec des corrélations respectives de 0,77, 0,66 et -0,44. Les indices qui ont eu le moins d'influence sur le bilan de masse géodésique sont la divergence de surface et l'albédo (0,06 et 0,03) (Tableau 3.3).

**Tableau 3.3**

Corrélation simple entre les indices topo-climatiques et le bilan de masse

Paramètres	Elev	Rough	Rayon	Flux	Crevasses	Albedo	Massbal
Elev	1,00	-0,14	0,78	0,02	-0,40	-0,06	0,77
Rough	-0,14	1,00	-0,19	0,00	0,63	-0,14	-0,19
Rayon	0,78	-0,19	1,00	0,03	-0,35	-0,11	0,66
Flux	0,02	0,00	0,03	1,00	-0,02	0,03	0,06
Crevasse	-0,40	0,63	-0,35	-0,02	1,00	-0,08	-0,44
Albedo	-0,06	-0,14	-0,11	0,03	-0,08	1,00	0,03
Massbal	<b>0,77</b>	-0,19	<b>0,66</b>	0,06	-0,44	0,03	1,00

Les coefficients significatifs ( $p < 0,05$ ) sont indiqués en gras.

L'analyse de corrélation a été répétée après avoir enlevé une surface de tendance qui simule les variations à grande échelle du bilan de masse qui sont induites par de l'effet de l'altitude. La corrélation la plus élevée entre le bilan de masse résiduel et les variables topoclimatiques est celle de la présence de crevasses, avec un coefficient de -0,36. La deuxième corrélation la plus forte est le rayonnement solaire, mais elle est moins importante (0,34, Tableau 3.3) que dans le tableau 3.4. La rugosité affiche quant à elle une corrélation négative de -0,21.

**Tableau 3.4**

Corrélation entre les indices topo-climatique et le bilan de masse résiduel

Paramètres	Elev	Rough	Rayon	Flux	Crevasses	Albedo	Massbal res
Elev	1,00	-0,14	0,78	0,02	-0,40	-0,06	0,31
Rough	-0,14	1,00	-0,19	0,00	0,63	-0,14	-0,21
Rayon	0,78	-0,19	1,00	0,03	-0,35	-0,11	0,34
Flux	0,02	0,00	0,03	1,00	-0,02	0,03	0,07
Crevasses	-0,40	0,63	-0,35	-0,02	1,00	-0,08	-0,36
Albedo	-0,06	-0,14	-0,11	0,03	-0,08	1,00	0,06
Massbal res	0,31	-0,21	<b>0,34</b>	0,07	<b>-0,36</b>	0,06	1,00

Les coefficients significatifs ( $p < 0,05$ ) sont indiqués en gras.

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION

#### 4.1 Comparaison des erreurs

Les points de contrôle ont été distribués de la façon la plus systématique possible pour diminuer les risques d'incertitude liés à la disposition des points de contrôle. Toutefois, certains points n'ont pu être placés de façon optimale, comme les points P430 et P540 (Chapitre II –Figure 2.2), à cause de la présence de crevasses qui rendaient l'accès dangereux. La disposition des points de contrôle est semblable à celle d'autres études sur le sujet (Gindraux *et al.*, 2017; Shahbazi *et al.*, 2015).

L'incertitude (RMSE) de la mosaïque et du MNE en calibration est de 0,31 m horizontalement et de 0,53 m verticalement (Tableau 4.1), ce qui est plus élevé que le résultat obtenu par d'autres études qui ont utilisé la photogrammétrie sur les glaciers (Ely *et al.*, 2017; Gindraux *et al.*, 2017; Immerzeel *et al.*, 2014; Rossini *et al.*, 2018; Ryan *et al.*, 2015; Whitehead *et al.*, 2013). L'étude qui a rapporté les plus petites erreurs est celle d'Ely, Graham *et al.* (2017) avec des erreurs RMSE de 0,04 m horizontalement et de 0,05 m verticalement. L'étude menée par Ryan et al (2015) a quant à elle obtenu des erreurs de positionnement sur le MNE élevées, avec un RMSE horizontal de 1,41 m et une erreur verticale de moins de 2 m. À noter que dans cette étude, il n'avait pas de points de contrôle sur le glacier ou en bordure, et que l'un de leurs objectifs futurs est d'essayer d'en placer sur le glacier lors de prochaines sorties.

**Tableau 4.1**

Résumé des erreurs obtenues dans d'autres études portant sur la photogrammétrie sur les glaciers. (Sigma= écart type)

Références	Erreurs			Types d'erreurs	
	GSD (m)	Surface (km <sup>2</sup> )	XY (m)	Z (m)	
Nolan (2015)	0,15	5 – 40	0,10	0,05	Sigma Validation
Gindraux (2017)		8 vols entre 1,4 - 6,9	0,03-0,10	0,25	Sigma Validation croisée
Whitehead (2013)	0,12	~1	0,18 x 0,21 y	0,42	RMSE Validation croisée
	0,12	~1	0,63 x 0,52 y	0,19	
Ely (2017)	0,02	~1,2	0,04	0,05	RMSE Calibration
	0,04	~1,75	0,70 0,25	0,25	
Immerzeel (2014)	0,043	0,382	0,102	0,145	RMSE Validation
	0,045	0,634	0,128	0,084	
Ryan (2015)	0,40	3,17 4,95 5,02	1,41	<2m	Horizontal, vertical accuracy Calibration
	0,06	7,81	0,18 0,31	0,14 0,53	
Meunier (2019)					Calibration Mean
					RMSE
					Calibration

Une des particularités de la présente étude est que plusieurs vols ont été effectués sur plusieurs jours, et une seule autre étude présente aussi cette particularité, soit celle d'Immerzeel *et al.* (2014). Le fait de prendre plusieurs jours pour collecter les données induit une plus grande erreur, en raison des mouvements du glacier (Chapitre III – Tableau 3.2). Par ailleurs, la superficie couverte par le drone dans la présente étude (7,81 km<sup>2</sup>) était plus grande que celle provenant d'autres études, et particulièrement celle d'Ely *et al.* (2017), où l'aire couverte était seulement de 1,2 km<sup>2</sup>. Les erreurs des

études ayant effectué seulement un vol sont plus basses, comparativement à l'étude qui a effectué la prise d'images sur plusieurs jours comme nous (Immerzeel *et al.*, 2014). Il est normal que si le glacier bouge entre deux vols de drone, les points de repère pour la photogrammétrie soient déplacés et que l'erreur soit plus grande. Le déplacement horizontal moyen sur une journée, mesurée dans le tableau 4.2, est de 0,2 m. La moyenne des deux points a été utilisée pour diminuer cette influence, force est de constater qu'elle est toujours présente.

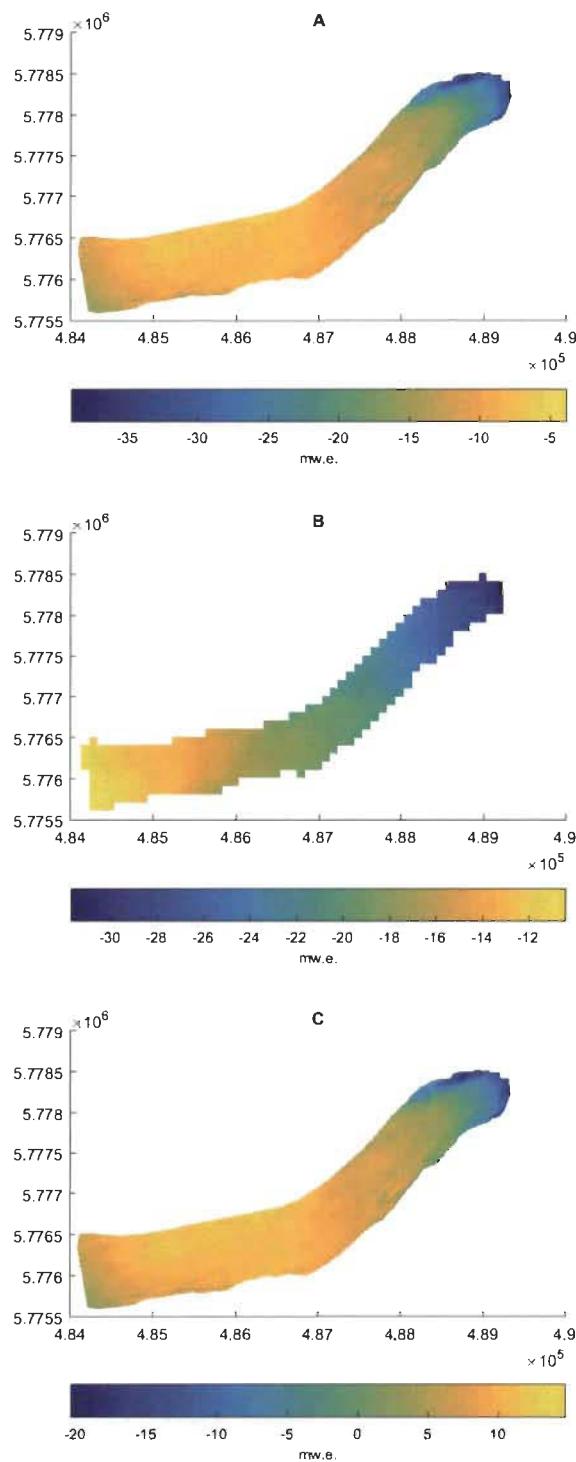
Dans l'étude de Gindraux (2017), un lien est dégagé entre la densité des GCPs et la précision horizontale et verticale. Lorsque l'on arrive à une concentration de 10 GCP/km<sup>2</sup>, les erreurs atteignent un plateau entre 0,03 et 0,09 m horizontalement et une erreur verticale entre 0,10 et 0,25 m, c'est-à-dire que les erreurs ne diminuent pas en ajoutant des GCPs. Dans la présente étude, la concentration des GCPs est de 4,3 GCP/km<sup>2</sup>, soit moins de la moitié de la concentration requise pour avoir les erreurs minimales. Théoriquement, pour arriver à cette concentration de GCPs, il faudrait 80 GCPs pour couvrir toute la zone d'ablation, ce qui représente un travail physique énorme et beaucoup de temps, ce qui est problématique lors que le glacier ce entre le début et la fin de la prise d'images.

## 4.2 Bilan de masse

Le bilan de masse géodésique (Figure 4.1) est négatif sur l'ensemble de la zone d'ablation couverte par l'étude, et présente les pertes les plus grandes dans le bas du glacier. La perte de hauteur de glace est corrélée avec l'altitude (Chapitre III – Figures 3.8 et 3.9), ce qui suit la littérature (Benn et Evans, 2010, p. 43). Comme les incertitudes sont grandes, il faut vérifier si les résultats obtenus se rapprochent de la réalité du glacier Saskatchewan. La comparaison a donc été faite avec un bilan de masse simulé avec un modèle de bilan de masse à base physique produit par Larouche (Larouche *et al.*, 2018) pour la même période de temps et surface entre 2010 et 2015, qui est caractérisé par une perte de 22,2 mw.e. Pour ce qui est de la présente étude, le résultat est une perte de total de 13,41 mw.e.  $\pm$  1,03 mw.e., pour une différence de

8,79 mw.e. La différence de résultats s'explique par la façon de mesurer le bilan de masse. Dans l'étude de Larouche (Larouche *et al.*, 2018), le modèle simule le bilan de masse de surface en réponse aux précipitations et à l'ablation résultant des échanges d'énergie entre le glacier et l'atmosphère, tandis que le bilan géodésique est la mesure sur le terrain de la position de la surface dans l'espace. Les mesures du bilan de masse géodésique sont aussi influencées par le déplacement vertical de la glace, qui n'est pas compris dans le modèle climatique utilisé par Larouche (Larouche *et al.*, 2018). La différence entre les deux résultats est principalement causée par le fluage vertical., ce qui explique le patron d'ablation différent entre les deux bilans de masse. Pour le bilan de masse géodésique (Figure 4.1A), la perte se situe surtout dans le bas du glacier. Pour le bilan de masse de surface simulé (Figure 4.1B) (Larouche *et al.*, 2018), l'ablation diminue aussi avec l'altitude, mais le gradient est moins marqué que pour le bilan géodésique, car le déplacement vertical est plus grand dans les parties hautes de la zone d'ablation (Benn et Evans, 2010, p. 146). La zone d'étude ne comprend pas la ligne d'équilibre. On remarque qu'une partie dans le coin inférieur gauche de la vignette C de la figure 4.1 tend vers le vert (0), ce qui est normal, car la ligne d'équilibre est à proximité et le déplacement y est nul.

La différence de hauteur de glace entre le modèle à base physique et le bilan de masse géodésique géodésique représente donc la composante verticale du déplacement du glacier qui remplace la glace fondu. Dans la figure 4.1C, la vitesse verticale est positive et maximum dans le haut du glacier et décroît vers le bas du glacier. La vitesse verticale devient nulle à l'approche du front, puis négative, avec des valeurs fortement négatives au front (-15 à -20 m). Les fortes valeurs négatives du front sont le résultat du recul du glacier. La superficie du glacier a diminué durant les 5 années, principalement au front. Cette diminution peut aussi être due à la difficulté de bien aligner les deux couches qui ont des résolutions et des superficies différentes. La vitesse verticale diminue également près de la marge supérieure de la zone d'étude, ce qui serait consistant avec l'approche de la zone d'ablation où la vitesse verticale est théoriquement nulle et la vitesse horizontale maximale (Benn et Evans, 2010, p. 143). De fait, les vitesses en surface les plus élevées se retrouvent dans cette région (Chapitre III – Figure 3.10).



**Figure 4.1** A : Bilan de masse géodésique sur le glacier Saskatchewan entre 2010 et 2015. B : Bilan de masse obtenu avec un modèle à base physique sur le glacier Saskatchewan entre 2010 et 2015. C : Différence entre le bilan de masse géodésique et les modèles physiques (Larouche *et al.*, 2018).

### 4.3 Déplacements en surface

Sur le terrain, cinq points furent mesurés à deux reprises, et ce, durant deux jours consécutifs (Chapitre III –Tableau 3.2). La moyenne de déplacement est de 20 cm/jour, ce qui se rapproche du résultat obtenu par Mattar *et al.* (1998), qui est de 35 cm/jour dans la partie supérieure du glacier entre le 5-6 mars 1996 et le 10-11 mars 1995. Cet écart peut s'expliquer par l'endroit sur le glacier où les mesures ont été prises, le temps de l'année et l'utilisation d'outils de mesure différents : un GNSS sur une cible avec 24 h d'intervalle fut utilisé dans le cadre de la présente étude, tandis que Mattar *et al.* (1998) ont utilisé l'interférométrie Radar à bord d'un avion durant deux journées consécutives, et ont collecté d'autres données entre les mois d'août 1995 et d'avril 1996. Les mesures de la présente étude ont été prises entre les mois d'août 2013 et 2014. Meier(1957) a étudié le déplacement en surface sur le glacier Saskatchewan durant deux ans, soit en 1952-1954 (Meier, 1957). Il avait obtenu les vitesses les plus élevées dans le haut de la zone d'ablation du glacier, comme ce fut le cas de la présente étude et celle de Mattar *et al.* (1998) (Chapitre III – Figure 3.10), cette dernière étude ayant obtenu un déplacement de 65 m par année. Ces chercheurs utilisaient des balises de position verticale et mesuraient la déformation de la balise avec un inclinomètre. Dans la présente étude, les vitesses en surface varient entre 80 m et 120 m, soit des vitesses supérieures que celles obtenues dans les années 1950. L'une des raisons pouvant expliquer cette différence est que les pertes de glace plus importantes reliées à l'augmentation de la température ont augmenté le glissement à la base (Cuffey et Paterson, 2010, p. 223). De plus, l'augmentation des pertes de glace au cours des années a favorisé le déplacement de la glace afin que le glacier conserve son équilibre (Benn et Evans, 2010, p. 143).

Avec la corrélation d'images Landsat, une moyenne de déplacement en surface de 40,6 m/année fut obtenue (Chapitre III – Figure 3.10), avec une incertitude entre 15 et 30 m. Dans la carte de déplacement en surface (Chapitre III – Figure 3.10), la différence de vitesse entre le centre du glacier et les marges est visible. Il est possible de voir les ogives dans la figure 2.2 (Chapitre II). Les ogives, qui sont aussi des signes de compression, sont surtout présentes dans le haut de la zone d'étude, soit celle où les

vitesses en surface sont les plus grandes (Chapitre III – Figure 3.10). Comme la glace est incompressible, elle remonte vers le haut (déplacement vertical) (Benn et Evans, 2010, p. 140 et 146). Dans la figure 4.1C, qui représente le déplacement vertical de la glace, les rehaussements les plus importants se trouvent dans la partie haute de la zone d'ablation du glacier, ce qui est aussi le cas pour les plus hautes vitesses.

#### 4.4 Corrélation entre bilan de masse géodésique et indicateurs topo-climatiques

Les erreurs des différentes couches sont grandes, en débutant avec le bilan de masse où les erreurs 1,03 mw.e. pour une moyenne de déplacement vertical de 12,07 mw.e., il est difficile de tirer des conclusions précises. Par contre, il est possible de dégager les tendances de l'influence des facteurs topo-climatiques et ensuite de les comparer avec la littérature.

En ce qui concerne la première série de corrélations (Chapitre III – Tableau 3.3), les corrélations les plus importantes sont l'altitude et le rayonnement. Les deux corrélations sont positives, ce qui signifie que plus l'altitude est élevée, plus la perte de glace est faible. La température de l'air diminue avec l'altitude, en moyenne de 6,5 °C par kilomètre d'altitude, soit le gradient adiabatique (Lutgens et Tarbuck, 2013, p. 72). Dans les basses altitudes, comme la température est plus chaude, les précipitations sont sous forme de pluie, tandis qu'en altitude, ces mêmes précipitations vont être sous forme de neige. L'eau de pluie est plus chaude que la glace et favorise donc la fonte de celle-ci (Cuffey et Paterson, 2010, p. 102).

Pour le rayonnement solaire, plus il y a d'énergie et plus la perte de glace est faible, ce qui est illogique. La zone en haut du glacier est celle qui est la plus soumise aux rayons solaires, et il s'agit de l'endroit où la perte de glace est la plus faible. Il est possible que l'ombrage du Big Bend Peak ait compensé le rayonnement diffus et les effets de réflexion des parois de la montagne (Olson et Rupper, 2019), mais il est probable que ces processus soient faibles en comparaison avec l'influence de l'altitude. Le rayonnement et l'altitude ont une corrélation de 0,78 (Chapitre III – Tableau 3.3),

ce qui en fait la corrélation la plus élevée de ce tableau. Il est normal d'avoir plus de rayonnement au sommet du glacier, car l'atmosphère est relativement plus mince en altitude, il y a donc moins d'absorption et la température reste donc basse. La troisième corrélation en importance est la présence de crevasses, avec une corrélation négative de -0,44. Cela signifie que l'ablation est accentuée lorsque la fréquence de crevasses augmente. La corrélation entre les crevasses et le bilan de masse résiduelle est de -0,36 (Chapitre III – Tableau 3.4), ce qui est plus élevé que la corrélation entre l'altitude et le bilan de masse résiduelle (-0,31). Les zones de crevasses et l'altitude suivent une même tendance, la corrélation entre les deux est de 0,40. Ce qui est logique, car plus on descend et plus la glace est soumise aux variations de température et aux déformations de la glace (topographie environnante et fluage). L'altitude a encore une influence indirecte sur le bilan de masse en influençant les différentes variables topo-climatiques.

De plus, dans cette même série de corrélations (Chapitre III – Tableau 3.3), l'altitude et le rayonnement sont trop importants pour avoir une influence significative sur les autres paramètres, principalement les effets de la microtopographie sur la variation du bilan de masse. Une fois l'effet de l'altitude enlevé, l'influence du rayonnement est toujours perceptible, mais avec une corrélation plus faible (Chapitre III – Tableau 3.4). Cependant, la fréquence de crevasses conserve une relation négative avec le bilan de masse (-0,36). Ainsi, plus l'indice de crevasses est élevé, plus le bilan de masse est négatif. Les crevasses absorbent le rayonnement et l'emprisonnent dans le glacier en raison des multiples réflexions entre les parois des crevasses, ce qui augmente la fonte (Cathles *et al.*, 2011; Colgan *et al.*, 2016). L'influence des crevasses pourrait d'autre part se manifester par la turbulence de l'air accrue causée par la plus grande rugosité de la glace qui augmente les flux de chaleur sensible, ce qui peut accroître l'ablation. Le paramètre de rugosité de la surface (écart type topographique) a quant à lui une corrélation plus faible (-0,19), ce qui suggère que l'augmentation de la fonte par l'accroissement de la turbulence en réponse à la plus grande rugosité n'est pas le seul mécanisme agissant sur le bilan de masse. L'accroissement de la surface de contact en zones de crevasses pourrait également jouer un rôle dans l'augmentation de la fonte en

été (Colgan *et al.*, 2016). Visuellement, il est possible de corroborer la corrélation obtenue entre le bilan de masse et la rugosité de la surface glaciaire. Dans la figure du bilan de masse (Chapitre III – Figure 3.9), une augmentation de la fonte se produit en bordure de la moraine latérale sud. À cet endroit précis est située une zone de crevasses qui est visible sur la carte (Chapitre II – Figure 2.2) ainsi que sur la figure 3.10D (Chapitre III). L'indice est autour de 1, l'indicateur de rugosité est aussi plus élevé dans cette zone de crevasses. Plus bas sur le glacier, toujours près de la moraine latérale, il y a présence d'une autre zone de crevasses. Cependant, le bilan de masse ne varie pas avec les zones qui se trouvent à proximité et qui n'ont pas de crevasses. Un autre indicateur est plus faible dans cette zone, soit le rayonnement (Chapitre III – Figure 3.10C), qui est une composante importante dans la fonte avec une corrélation de 0,66 (Chapitre III – Tableau 3.3).

Pour le glacier Saskatchewan, qui est un glacier non couvert, l'albédo a peu d'influence sur le bilan de masse glaciaire, avec une corrélation quasiment nulle de 0,03 et 0,06 (Chapitre III – Tableaux 3.3 et 3.4). Cette faible corrélation de l'albédo amène un questionnement sur la technique qui a été utilisée pour l'estimer. L'albédo est censé avoir une plus grande influence sur la variation du bilan de masse (Klok et Oerlemans, 2004; van de Wal *et al.*, 1992). Pour Klok et Oerlemans, la variation de l'albédo avait une influence sur le bilan de masse lorsqu'ils le faisaient varier dans leur modèle, alors que Van de Wal a obtenu une régression linéaire qui montrait que l'albédo expliquait 70 % de la variance du bilan de masse. Notre technique pour estimer l'albédo est composée d'une image, elle ne varie pas dans le temps. L'albédo est très variable dans le temps, car il change lorsqu'il y a des précipitations et selon la température. La variabilité spatiale dans la divergence de flux glaciaires montre aussi une corrélation faible, soit de 0,06 et 0,07. Même avec les résidus, l'influence de la divergence de flux demeure faible.

## CONCLUSION

L'objectif principal de la présente étude était d'évaluer l'influence de la microtopographie sur le bilan de masse glaciaire du glacier Saskatchewan en utilisant un drone pour cartographier le bilan de masse géodésique et les conditions de surface du glacier. Il a été dégagé que l'altitude est la principale composante qui influence le bilan de masse à l'échelle du glacier. Il est difficile d'évacuer complètement l'effet de l'altitude, car cette dernière fait varier les composantes topo-climatiques, au niveau du rayonnement solaire, de la présence de crevasse, de l'albédo (présence de neige, glace) et de la vitesse en surface. Toutefois, quand l'altitude est enlevée dans les analyses statistiques, les résultats tendent à démontrer que la rugosité, surtout via la fréquence de crevasses, est négativement corrélée au bilan de masse, ce qui en accord avec la théorie (Cathles *et al.*, 2011; Colgan *et al.*, 2016). La variable qui se démarque est la présence de crevasses, qui a un effet local sur le bilan de masse (Cathles *et al.*, 2011). Effectuer des corrélations multiples permettrait de vérifier s'il existe des synergies entre les variables topo-climatiques, informant de ce fait davantage les modèles de bilan de masse.

Un objectif implicite du présent projet de recherche était de mieux informer les modèles de bilan de masse sur la variabilité spatiale intra-glacier du bilan de masse. Les résultats obtenus montrent que l'indice de crevasses pourrait être utilisé pour améliorer la précision du bilan de masse, dans de futurs travaux.

Par ailleurs, l'une des façons de diminuer les erreurs sur le MNE est d'augmenter les GCPs, toutefois, cela est compliqué et difficile à réaliser sur le terrain. En effet, prendre jusqu'à 80 GCPs exige beaucoup de temps, alors que celui-ci doit être limité pour diminuer le déplacement du glacier et, ainsi, éviter d'engendrer d'autres erreurs. De futures études sur le sujet pourraient utiliser la nouvelle génération de drones RTK, qui offrent une meilleure précision sans la présence de GCPs. Notre étude montre que l'utilisation de drones est utile dans la surveillance des glaciers, et permet d'obtenir des

données précises dans des lieux difficiles d'accès. Par contre, pour surveiller de grandes surfaces glaciaires, le drone avec une autonomie de 30 à 45 minutes n'est pas des plus appropriées, puisqu'il devient ardu de faire plusieurs vols en peu de temps avec tous les déplacements sur un terrain difficile.

## BIBLIOGRAPHIE

Alberta (2014). *Population projection, Alberta 2014-2041*. Récupéré de <http://finance.alberta.ca/aboutalberta/population-projections/2014-2041-alberta-population-projections.pdf>

Ashmore, P. et Church, M. (2001). *The Impact of the Climate Change on River Precess in Canada*. Ottawa: Geological Survey of Canada

Azzoni, R. S., Senese, A., Zerboni, A., Maugeri, M., Smiraglia, C. et Diolaiuti, G. A. (2016). Estimating ice albedo from fine debris cover quantified by a semi-automatic method: the case study of Forni Glacier, Italian Alps. *The Cryosphere*, 10(2), 665-679. doi: 10.5194/tc-10-665-2016

Barnett, T. P., Adam, J. C. et Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303-309. doi: 10.1038/nature04141

Barrand, N. E., James, T. D. et Murray, T. (2010). Spatio-temporal variability in elevation changes of two high-Arctic valley glaciers. *Journal of Glaciology*, 56(199), 771-780. doi: 10.3189/002214310794457362

Benn, D. I. et Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation*. (2<sup>e</sup> éd.). London: Hodder Education. (2<sup>e</sup> éd.)

Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*, 13(14-15), 2149-2175. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15<2149::AID-HYP847>3.0.CO;2-8

Bolch, T., Menounos, B. et Wheate, R. (2010). Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005. *Remote Sensing of Environment*, 114(1), 127-137. doi: 10.1016/j.rse.2009.08.015

Brock, B. W., Willis, I. C. et Sharp, M. J. (2000). Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 46(155), 675-688. doi: 10.3189/172756500781832675

Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kaab, A. et Treichler, D. (2017). A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances, 2000-2016. *Nat Geosci*, 10(9), 668-673. doi: 10.1038/NGEO2999

- Byrne, J. M., Kienzle, S. W., Johnson, D., Gannon, V., Selinger, B. et Thomas, J. (2006). Current and Future Water Issues in the Oldman River Bassin of Alberta, Canada. *Water Science and Technology*, 53(10), 9.
- Cathles, L. M., Abbot, D. S., Bassis, J. N. et MacAyeal, D. R. (2011). Modeling surface-roughness/solar-ablation feedback: application to small-scale surface channels and crevasses of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 52(59), 99-108. doi: 10.3189/172756411799096268
- Che, Y., Zhang, M., Li, Z., Wei, Y., Nan, Z., Li, H., . . . Su, B. (2019). Energy balance model of mass balance and its sensitivity to meteorological variability on Urumqi River Glacier No.1 in the Chinese Tien Shan. *Sci Rep*, 9(1), 13958. doi: 10.1038/s41598-019-50398-4
- Clarke, G. K. C., Jarosch, A. H., Anslow, F. S., Radić, V. et Menounos, B. (2015). Projected deglaciation of western Canada in the twenty-first century. *Nature Geoscience*, 7. doi: 10.1038/ngeo240710.1038/NGEO2407
- Cogley, G. J., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arend, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., . . . Zemp, M. (dir.). (2011). Paris: UNESCO-IHP.
- Colgan, W., Rajaram, H., Abdalati, W., McCuutchan, C., Mottram, R., Moussavi, M. S. et Grigsby, S. (2016). Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications. *Reviews of Geophysics*, 43. doi: 10.1002/2015RG000504
- Comeau, L. E. L., Pietroniro, A. et Demuth, M. N. (2009). Glacier contribution to the North and South Saskatchewan Rivers. *Hydrological Processes*, 23(18), 2640-2653. doi: 10.1002/hyp.7409
- Cuffey, K. M. et Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers*. (4<sup>e</sup> éd.). Butterworth-Heinemann. (4<sup>e</sup> éd.)
- DeBeer, C. M. et Sharp, M. J. (2007). Recent changes in glacier area and volume within the southern Canadian Cordillera. *Annals of Glaciology*, 46, 7.
- Deems, J. S., Fassnacht, S. R. et Elder, K. J. (2006). Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data. *Journal of Hydrometeorology*, 7(2), 13. doi: 10.1175/JHM487.1
- Demuth, M. N., Munro, S. et Young, G. J. (2006). *Peyto Glacier: One century of science*. Saskatoon, Saskatchewan: National Water Research Institute.

- Dittmer, K. (2013). Changing streamflow on Columbia basin tribal lands—climate change and salmon. *Climatic Change*, 120(3), 627-641. doi: 10.1007/s10584-013-0745-0
- Dong, Z., Qin, D., Ren, J., Li, K. et Li, Z. (2012). Variations in the equilibrium line altitude of Urumqi Glacier No.1, Tianshan Mountains, over the past 50 years. *Chinese Science Bulletin*, 57(36), 4776-4783. doi: 10.1007/s11434-012-5524-1
- Ednie, M., Demuth, M. N. et Shepherd, B. (2017). *Mass balance of the Athabasca and Saskatchewan sector of the Columbia Icefield, Alberta for 2015 and 2016*.
- Ely, J. C., Graham, C., Barr, I. D., Rea, B. R., Spagnolo, M. et Evans, J. (2017). Using UAV acquired photography and structure from motion techniques for studying glacier landforms: application to the glacial flutes at Isfallsglaciären. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(6), 877-888. doi: 10.1002/esp.4044
- Fonstad, M. A., Dietrich, J. T., Courville, B. C., Jensen, J. L. et Carboneau, P. E. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4), 421-430. doi: 10.1002/esp.3366
- Gindraux, S., Boesch, R. et Farinotti, D. (2017). Accuracy Assessment of Digital Surface Models from Unmanned Aerial Vehicles' Imagery on Glaciers. *Remote Sensing*, 9(2). doi: 10.3390/rs9020186
- Hock, R. et Holmgren, B. (2005). A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 51(172), 25-36. doi: 10.3189/172756505781829566
- Hopkinson, C. (2011). Glacier surface changes in the Canadian Rocky Mountains\_contract Report\_pt2. Columbia Icefield and NTS database & comparision. Dans G. S. o. C. Glaciology section (dir.), (p. 12): # J2068195W.
- Hugenholtz, C. H., Whitehead, K., Brown, O. W., Barchyn, T. E., Moorman, B. J., LeClair, A., . . . Hamilton, T. (2013). Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology*, 194, 16-24. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.03.023
- Huss, M. et Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8(2), 135-140. doi: 10.1038/s41558-017-0049-x

- Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Shrestha, A. B., Pellicciotti, F., Bierkens, M. F. P. et de Jong, S. M. (2014). High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. *Remote Sensing of Environment*, 150, 93-103. doi: 10.1016/j.rse.2014.04.025
- IPCC. (2014). Climate change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectorial Aspects. Dans C. B. Field et V. R. Barros (dir.), (p. 1150). Cambridge University press, United Kingdom and New York, NY, USA Intergovernmental Panel on Climate Change.
- King, O., Quincey, D. J., Carrivick, J. L. et Rowan, A. V. (2017). Spatial variability in mass loss of glaciers in the Everest region, central Himalayas, between 2000 and 2015. *The Cryosphere*, 11(1), 407-426. doi: 10.5194/tc-11-407-2017
- Klok, E. J. et Oerlemans, J. (2004). Modelled climate sensitivity of the mass balance of Morteratschgletscher and its dependence on albedo parameterization. *International Journal of Climatology*, 24(2), 231-245. doi: 10.1002/joc.994
- Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Pellicciotti, F., Jong, S. M. d. et Immerzeel, W. W. (2016). Object-based analysis of unmanned aerial vehicle imagery to map and characterise surface features on a debris-covered glacier. *Remote Sensing of Environment*, 186, 581-595. doi: 10.1016/j.rse.2016.09.013
- Larouche, O., Kinnard, C. et Demuth, M. N. (2018). *Mass balance modeling and climate sensitivity of Saskatchewan Glacier, Canada*. Communication présentée AGU Fall Meeting, Washington. Récupéré du site <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFM.C33A1177L>
- Liang, L., Cuo, L. et Liu, Q. (2018). The energy and mass balance of a continental glacier: Dongkemadi Glacier in central Tibetan Plateau. *Sci Rep*, 8(1), 12788. doi: 10.1038/s41598-018-31228-5
- Lutgens, F. K. et Tarbuck, E. J. (2013). *The atmosphere: an introduction to meteorology*. (12<sup>e</sup> éd.). (12<sup>e</sup> éd.)
- Meier, M. F. (1957). *Mode of flow of Saskatchewan glacier, Alberta, Canada*. (California Institute of Technology).
- Mertes, J. R., Gulley, J. D., Benn, D. I., Thompson, S. S. et Nicholson, L. I. (2017). Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2350-2364. doi: 10.1002/esp.4188

- Messerli, A. et Grinsted, A. (2015). Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1), 23-34. doi: 10.5194/gi-4-23-2015
- Messerli, A., Karlsson, N. B. et Grinsted, A. (2014). Brief Communication: 2014 velocity and flux for five major Greenland outlet glaciers using ImGRAFT and Landsat-8. *The Cryosphere Discuss.*, 8(6), 6235-6250. doi: 10.5194/tcd-8-6235-2014
- Milner, A. M., Khamis, K., Battin, T. J., Brittain, J. E., Barrand, N. E., Fureder, L., . . . Brown, L. E. (2017). Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 114(37), 9770-9778. doi: 10.1073/pnas.1619807114
- Moore, R. D., Fleming, S. W., Menounos, B., Wheate, R., Fountain, A., Stahl, K., . . . Jakob, M. (2009). Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrological Processes*, 23(1), 42-61. doi: 10.1002/hyp.7162
- Nolan, M., Larsen, C. F. et Sturm, M. (2015). Mapping snow-depth from manned-aircraft on landscape scales at centimeter resolution using Structure-from-Motion photogrammetry. *The Cryosphere Discuss.*, 9(1), 333-381. doi: 10.5194/tcd-9-333-2015
- Olson, M. et Rupper, S. (2019). Impacts of topographic shading on direct solar radiation for valley glaciers in complex topography. *The Cryosphere*, 13(1), 29-40. doi: 10.5194/tc-13-29-2019
- Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A. C., Hock, R., Miles, E. et Cogley, J. G. (2013). Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics*, 42(1-2), 37-58. doi: 10.1007/s00382-013-1719-7
- Ragettli, S., Bolch, T. et Pellicciotti, F. (2016). Heterogeneous glacier thinning patterns over the last 40 years in Langtang Himal. *The Cryosphere Discussions*, 1-53. doi: 10.5194/tc-2016-25
- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, A. P. et Pacheco, P. (2013). Climate change and water resources in arid mountains: an example from the Bolivian Andes. *Ambio*, 42(7), 852-863. doi: 10.1007/s13280-013-0430-6
- Robson, B. A., Nuth, C., Nielsen, P. R., Girod, L., Hendrickx, M. et Dahl, S. O. (2018). Spatial Variability in Patterns of Glacier Change across the Manaslu Range, Central Himalaya. *Frontiers in Earth Science*, 6. doi: 10.3389/feart.2018.00012

- Rossini, M., Di Mauro, B., Garzonio, R., Baccolo, G., Cavallini, G., Mattavelli, M., . . . Colombo, R. (2018). Rapid melting dynamics of an alpine glacier with repeated UAV photogrammetry. *Geomorphology*, 304, 159-172. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.12.039
- Ryan, J. C., Hubbard, A. L., Box, J. E., Todd, J., Christoffersen, P., Carr, J. R., . . . Snooke, N. (2015). UAV photogrammetry and structure from motion to assess calving dynamics at Store Glacier, a large outlet draining the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 9(1), 1-11. doi: 10.5194/tc-9-1-2015
- Schindler, D. W. et Donahue, W. F. (2006). An impending water crisis in Canada's western prairie provinces. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 103(19), 7210-7216. doi: 10.1073/pnas.0601568103
- Shahbazi, M., Sohn, G., Theau, J. et Menard, P. (2015). Development and Evaluation of a UAV-Photogrammetry System for Precise 3D Environmental Modeling. *Sensors (Basel)*, 15(11), 27493-27524. doi: 10.3390/s151127493
- Shook, K., Pomeroy, J. et van der Kamp, G. (2015). The transformation of frequency distributions of winter precipitation to spring streamflow probabilities in cold regions; case studies from the Canadian Prairies. *Journal of Hydrology*, 521, 395-409. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.014
- Smith, M. W. (2014). Roughness in the Earth Sciences. *Earth-Science Reviews*, 136, 202-225. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.05.016
- Smith, M. W., Quincey, D. J., Dixon, T., Bingham, R. G., Carrivick, J. L., Irvine-Fynn, T. D. L. et Rippin, D. M. (2016). Aerodynamic roughness of glacial ice surfaces derived from high-resolution topographic data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(4), 748-766. doi: 10.1002/2015jf003759
- Tennant, C. et Menounos, B. (2013). Glacier change of the Columbia Icefield, Canadian Rocky Mountains, 1919-2009. *Journal of Glaciology*, 59(216), 671-686. doi: 10.3189/2013JoG12J135
- Turner, D., Lucieer, A. et Watson, C. (2012). An Automated Technique for Generating Georectified Mosaics from Ultra-High Resolution Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Imagery, Based on Structure from Motion (SfM) Point Clouds. *Remote Sensing*, 4(12), 1392-1410. doi: 10.3390/rs4051392
- van de Wal, R. S. W., Oerlemans, J. et van der Hage, J. C. (1992). A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps. *Journal of Glaciology*, 38(130), 319-324. doi: 10.3189/S0022143000002203

- Verhoeven, G. (2011). Taking computer vision aloft - archaeological three-dimensional reconstructions from aerial photographs with photoscan. *Archaeological Prospection*, 18(1), 67-73. doi: 10.1002/arp.399
- Verhoeven, G., Sevara, C., Karel, W., Ressl, C., Doneus, M. et Briese, C. (2013). Undistorting the Past: New Techniques for Orthorectification of Archaeological Aerial Frame Imagery. 31-67. doi: 10.1007/978-3-319-01784-6\_3
- Watson, C. S., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., Smith, M. W., Rowan, A. V. et Richardson, R. (2018). Heterogeneous water storage and thermal regime of supraglacial ponds on debris-covered glaciers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 229-241. doi: 10.1002/esp.4236
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J. et Reynolds, J. M. (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021
- Whitehead, K., Moorman, B. J. et Hugenholtz, C. H. (2013). Brief Communication: Low-cost, on-demand aerial photogrammetry for glaciological measurement. *The Cryosphere*, 7(6), 1879-1884. doi: 10.5194/tc-7-1879-2013