

**Application de la photogrammétrie «Structure from Motion» pour  
quantifier la réponse d'un glacier alpin lors d'une année caniculaire**  
Le cas du Haut glacier d'Arolla

---

Réanne Meylan

Sous la direction du  
Expert

Prof. Stuart Lane  
Chrystelle Gabbud







---

## **Photographie de couverture**

Le front du Haut glacier d'Arolla, lors de la journée de terrain de septembre 2015  
R.Meylan



---

## Remerciements

Par ces quelques lignes, je tiens à remercier chaleureusement les personnes qui m'ont suivie, aidée et conseillée tout au long de la réalisation de ce travail, en particulier :

- ❖ Prof. Stuart Lane, mon directeur de mémoire et directeur de l'Institut des dynamiques de la surface terrestre (IDYST, UNIL), pour ses conseils précieux tout au long dans cette étude ;
- ❖ Chrystelle Gabbud, doctorante qui a supervisé ce mémoire, pour sa disponibilité, ses judicieux conseils et sa présence constante du début à la fin de ce travail ;
- ❖ Son ami Julien, pour son accompagnement en tant que guide averti lors de la journée de terrain, en septembre 2015 ;
- ❖ Maarten Bakker, doctorant qui m'a donné de nombreux conseils lors du traitement informatique ;
- ❖ Nathan Micheletti, doctorant pour sa formation sur certains logiciels informatiques ;
- ❖ Les doctorants de l'IDYST, qui d'une manière ou d'une autre ont partagé leur expérience ;
- ❖ Pascal Perolo, ami et camarade du master en géomorphologie, pour le partage de connaissances tout au long des études ainsi que pour son expérience des logiciels informatiques ;
- ❖ Flotron AG pour l'acquisition des photographies aériennes ;
- ❖ HydroExploitation SA pour avoir fourni les mesures de débits du Haut glacier d'Arolla ;
- ❖ L'IDYST pour la mise à disposition du matériel informatique et des logiciels ;
- ❖ Florian Widmer et Marco Cortesi pour m'avoir donné l'opportunité de découvrir l'aspect pratique de ce mémoire et des mes études au cours d'un stage chez Alpiq ;
- ❖ Mes parents, mon frère et Jonathan pour leur soutien pratique, moral et leurs conseils tout au long de mes études.



---

## Résumé

Les glaciers sont des indicateurs sensibles des changements climatiques. Ils adaptent leur taille en fonction des conditions climatiques ce qui s'appelle la réponse glaciaire. Au cours du 21<sup>e</sup> siècle, le réchauffement climatique a provoqué un net recul de l'extension glaciaire dans les Alpes suisses. Conséquence du réchauffement climatique, les années caniculaires deviennent de plus en plus fréquentes engendrant de graves conséquences sur l'état des glaciers alpins. Le but de cette étude est d'évaluer la réponse du Haut glacier d'Arolla lors de la canicule de l'année 2015.

Pour ce faire, la photogrammétrie « *Structure from motion (SFM)* » a été appliquée sur des photographies aériennes du Haut glacier d'Arolla afin de créer des modèles numériques de terrain (MNTs) et de les combiner pour créer un modèle numérique de terrain de différence qui permet de constater les variations dans l'épaisseur du glacier. La photogrammétrie « *Structure from motion (SFM)* » a l'avantage d'effectuer le traitement de manière totalement automatique ce qui permet un gain de temps et d'expertise pour son utilisateur. Elle s'est révélée efficace sur des photographies acquises spécialement pour cette méthode, en générale par l'utilisation d'un drone. Cependant, les photographies utilisées dans cette étude ont été acquises lors du survol du glacier par un avion. La capacité de la méthode SFM à produire des MNTs et un MNTs de différence les plus précis est évaluée au travers de l'application de la méthode sur SFM sur les photographies du Haut glacier.

Les résultats initiaux de la méthode SFM ont présenté trop d'erreur pour être utilisés. Plusieurs corrections de la méthode SFM ont été nécessaires afin de réduire la propagation de l'erreur dans le MNT de différence. Une nouvelle photogrammétrie appelée « hybride » a été finalement appliquée. Ces corrections montrent la limite de l'utilisation de la méthode SFM sur des photographies dont le mode d'acquisition n'a pas été pensé pour cette méthode.

Après corrections, le MNT de différence a permis d'évaluer et de quantifier la réponse du Haut glacier d'Arolla lors de la canicule de 2015. Le glacier a perdu une épaisseur importante sur l'ensemble de sa surface mais cette perte n'est pas également répartie. Plusieurs facteurs ont influencé la répartition spatiale de la fonte du glacier. Le volume glaciaire perdu en une année correspond à une part importante de l'eau du bassin versant en question qui est captée pour la production hydroélectrique. La réponse du Haut glacier lors d'une telle année est donc très marquée et l'augmentation de la fréquence des années caniculaires aura un impact négatif sur la survie de ce glacier.

**Mots clés :** glacier, fluctuation glaciaire, volume, fonte de surface réchauffement climatique, Haut glacier d'Arolla, photogrammétrie, Structure from motion, modèle numérique de terrain

---

## Summary

Glaciers are a key indicator of climate change. They adjust their size depending on climatic variations at a rate which is called the glacier's response time. During the 21<sup>st</sup> century, global warming has induced a rapid retreat in Swiss glaciers' size. Heat waves are a consequence of global warming and they are becoming more and more frequent, having big impacts on alpine glaciers. The aim of this paper is to assess and quantify the response of the Haut glacier d'Arolla to the 2015 heat wave.

To achieve this goal, "Structure from Motion" photogrammetry was applied on aerial images of the Haut glacier d'Arolla in order to create digital elevation models (DEMs) and to combine them to create a digital elevation model of difference (DOD). The DOD was used to quantify surface elevation changes. SFM photogrammetry is a fully automated process which is user friendly and rapidly applied. This method showed good results for unnamed vehicle (UAV) acquired images where the user can control image acquisition (e.g. orientation). However, the images used in this study were near nadir, acquired by a small airplane. The ability of the SFM photogrammetry to produce accurate and precise DEMs and a DOD is assessed by the application of SFM photogrammetry on Haut glacier d'Arolla images.

First results of SFM photogrammetry showed an important error that did not allow immediate use of outputs. Different corrections of the SFM method were necessary to reduce the error propagation in the DOD. A new method, called hybrid photogrammetry was finally used. These corrections showed the limits of the SFM photogrammetry on pictures not acquired for the SFM method.

After corrections, the DOD was accurate enough to assess and to quantify the Haut glacier d'Arolla response to the 2015 heat wave. The glacier showed an important surface elevation loss over the entire surface but this loss was not equally distributed. Diverse factors influenced this spatial repartition of ice melt. Glacier volume loss in a year corresponded to an important part of the water yield at the flow intake which is used to produce hydropower. The Haut glacier response to such a year is thus very important and as the heat wave frequency is going to increase, the impacts on the glacier will be greater.

**Key words:** glacier, glacier fluctuation, volume, surface melt climate warming, Haut glacier d'Arolla, photogrammetry, Structure from motion, digital elevation model

---

## Table des matières

<b>1. Introduction</b>	<b>13</b>
<b>2. Objectifs</b>	<b>14</b>
2.1. Objectif méthodologique	14
2.2. Objectif glaciologique	15
2.3. Structure de l'étude	16
<b>3. Revue de la littérature</b>	<b>19</b>
3.1. Changements climatiques	19
3.1.1. Evolution des températures et des précipitations en Suisse depuis 1864	19
3.1.2. Changements climatiques dans les Alpes	20
3.1.3. Prévisions futures	21
3.2. Changements glaciologiques	24
3.2.1. Dynamique glaciaire	24
3.2.2. Fluctuations glaciaires et enjeux liés	26
<b>4. Méthodologie</b>	<b>29</b>
4.1. Justification méthodologique	29
4.2. Revue historique	30
4.3. Notions théoriques	30
4.4. Photogrammétrie conventionnelle : méthode analytique	33
4.5. Photogrammétrie <i>machine vision</i> : la méthode « <i>Structure from Motion (SFM)</i> »	34
<b>5. Cas d'étude</b>	<b>37</b>
5.1. Site d'étude	37
5.2. Contexte climatique du cas d'étude : année 2014-2015	39
5.3. Création des MNTS et des orthoimages par photogrammétrie SFM	40
5.3.1. Pix4D	40
5.3.2. Préparation des images	40
5.3.3. Traitements des images	42
5.3.4. Optimisation des MNTs	44
5.3.5. Création d'un MNT de différence	46
5.3.6. Correction du MNT de différence	46
5.3.7. Interpolation des nuages de points corrigés	49
5.3.8. Photogrammétrie « hybride »	50
5.3.9. Nouveau MNT de différence et correction	51
5.4. Evaluation des changements du système glaciaire	53
5.4.1. Changement de surface	53
5.4.2. Changements dans la hauteur du glacier	53
5.4.3. Analyse statistique de la fonte	54
5.4.4. Vitesse d'écoulement	54
5.4.5. Changement dans le volume	55
5.4.6. Volume d'eau apporté au bassin versant	55
<b>6. Résultats</b>	<b>57</b>
6.1. Résultats de la méthode SFM (objectif méthodologique)	57
6.1.1. Qualités des résultats	57
6.1.2. MNT de différence à partir de la méthode SFM	59
6.1.3. Correction du tilt avec Riscan	61

---

<b>6.2.</b>	<b>Résultats de la méthode hybride.....</b>	<b>63</b>
6.2.1.	Qualité des résultats .....	63
6.2.2.	MNT de différence à partir de la méthode hybride.....	64
6.2.3.	Correction du tilt avec une fonction .....	66
<b>6.3.</b>	<b>Résultats glaciologiques (objectif glaciologique).....</b>	<b>70</b>
6.3.1.	Surface du glacier.....	70
6.3.2.	Changements dans la hauteur de la surface du glace.....	70
6.3.3.	Paramètres explicatifs de la fonte .....	72
6.3.4.	Influence des paramètres sur la fonte .....	78
6.3.5.	Analyse statistique .....	78
6.3.6.	Détermination de la vitesse.....	79
6.3.7.	Détermination du volume de glace perdu.....	81
6.3.8.	Projection de fonte .....	84
6.3.9.	Volume d'eau .....	84
<b>7.</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>87</b>
<b>7.1.</b>	<b>Partie méthodologique.....</b>	<b>87</b>
7.1.1.	Qualité des résultats .....	87
7.1.2.	Erreur systématique.....	87
7.1.3.	Correction de l'erreur systématique .....	91
7.1.4.	Améliorations et limites de l'application SFM.....	92
<b>7.2.</b>	<b>Partie glaciologique .....</b>	<b>93</b>
7.2.1.	Variation spatiale de la fonte à la surface du glacier.....	93
7.2.2.	Réponse du glacier lors de l'année hydrologique 2014-2015.....	96
7.2.3.	Projection de fonte et évolution future .....	98
<b>8.</b>	<b>Conclusion .....</b>	<b>101</b>
<b>8.1.</b>	<b>Conclusion méthodologique .....</b>	<b>101</b>
<b>8.2.</b>	<b>Conclusion glaciologique .....</b>	<b>101</b>
<b>8.3.</b>	<b>Conclusion général.....</b>	<b>102</b>
<b>9.</b>	<b>Bibliographie.....</b>	<b>103</b>
<b>10.</b>	<b>Annexe.....</b>	<b>113</b>



---

## Tables des illustrations

Figure 1 : Température moyenne annuelle en Suisse depuis 1864. ....	19
Figure 2 : Probabilité future d'occurrence de phénomènes climatique.....	23
Figure 3 : Evolution future des températures.....	23
Figure 4 : Schéma explicatif du principe de la photogrammétrie.....	31
Figure 5 : Schéma de la photogrammétrie conventionnelle .....	33
Figure 6 : Schéma de la photogrammétrie « SFM ».....	34
Figure 7 : Site d'étude .....	38
Figure 8 : Plan de vol et géométrie des photographies .....	41
Figure 9 : Exemple de « quality check » .....	44
Figure 10 : Zones stables .....	47
Figure 11 : Schéma de photogrammétrie « hybride ».....	50
Figure 12 : Quality check « SFM » 2014 .....	57
Figure 13 : Quality check « SFM » 2015 .....	57
Figure 14 : MNT de différence « SFM ».....	60
Figure 15 : Histogramme des résultats .....	61
Figure 16: MNT de différence « SFM » après correction .....	62
Figure 17 : Figure 17 : Quality check hybride 2014 .....	63
Figure 18 : Quality check hybride 2015.....	63
Figure 19 : MNT de différence hybride .....	65
Figure 20: MNT de différence hybride avec correction de l'erreur .....	67
Figure 21 : MNT de différence corrigé.....	69
Figure 22 : Changement de hauteur du glacier.....	71
Figure 23 : Orientations en surface du glacier .....	73
Figure 24 : Rayonnement solaire sur le glacier .....	75
Figure 25 : Pente en surface du glacier .....	77
Figure 26 : Vitesses d'écoulement.....	80
Figure 27 Profils en large de la surface 2014 et 2015 .....	81
Figure 28 Epaisseur de glace en 2015 .....	83
Figure 29 : Projection de fonte.....	85
Figure 30 Points de contrôles GCPs.....	88
Figure 31 : Géométrie d'acquisition .....	89
Figure 32: Nouveau tracé de vol .....	92
Figure 33 : Systèmes morainiques .....	94
Figure 34: Mur de glace en aval du Haut glacier .....	95



## 1. Introduction

Les glaciers représentent des indicateurs sensibles des changements climatiques puisqu'ils les intègrent et les reflètent dans leur dynamique (Haeberli et Beniston, 1998 ; Haeberli et al., 2007 ; Zryd, 2008 ; IPCC, 2013). Les variations de longueur, de volume et du bilan de masse permettent d'observer la réaction des glaciers liées aux variations climatiques. Les variations de volume et le bilan de masse représentent la réponse directe du glacier à un changement dans le climat alors que les variations de longueur représentent une réponse indirecte et retardée qui est également influencé par d'autres paramètres intrinsèques à chaque glacier, comme par exemple la pente (Haeberli, 1998 ; Zryd, 2001, 2008). Depuis les années 1980, les glaciers des Alpes ont montrés un déclin continu et rapide à cause du réchauffement climatique qui s'intensifie (Paul et Haeberli, 2008).

En Suisse, les températures moyennes ont augmenté de 1.75 degrés Celsius (°C) depuis la fin du 19<sup>e</sup> siècle (Perrou et Bader, 2013). Depuis les années 1980, le réchauffement climatique s'est accentué et la fréquence des phénomènes caniculaires tel l'été 2003 ainsi que des périodes anormalement chaudes a augmenté (Académies suisses des sciences naturelles, 2016). Ces événements extrêmes ont des conséquences pour les glaciers alpins dont leur taille n'est plus en équilibre avec les conditions climatiques actuelles. L'étude et la quantification des fluctuations glaciaires est un élément crucial pour d'une part, mieux comprendre la réponse des glaciers face aux changements climatiques, notamment aux événements caniculaires et d'autre part, pour modéliser le retrait futur et planifier les enjeux liés, que ce soit en terme de gestion des dangers naturelles ou de gestion de l'eau, utilisée entre autre pour la production d'hydroélectricité (Finger et al., 2012).

La réponse conjointe des glaciers suisses a été évaluée au travers d'études menées sur plusieurs glaciers alpins, à l'échelle de plusieurs années et ont mis en avant leur rapide déclin du cours du 20<sup>e</sup> siècle (Paul et Haeberli, 2008 ; Huss, 2012 ; Fischer et al. 2015). Gabbud et al., (2016) a évalué la réponse individuel d'un glacier alpin, à l'échelle décennale ce qui a permis de mieux comprendre sa dynamique lors de changements climatiques. Il est certain que les événements caniculaires augmentent la fonte mais les conséquences directes d'un tel événement sont encore mal connues. Il est donc important de pouvoir quantifier les effets d'un tel phénomène afin de pouvoir anticiper les futures pertes alors que les canicules seront de plus en plus fréquentes (Zryd, 2008 ; Académies suisses des sciences naturelles, 2016).

L'objectif principal de ce mémoire est d'évaluer et de quantifier la réponse d'un glacier alpin, le Haut glacier d'Arolla face à la période caniculaire de 2015. Pour ce faire, la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » va être appliquée sur des photographies aériennes du glacier afin de créer des modèles numériques de terrain pour quantifier les changements sur le glacier.

## 2. Objectifs

Les glaciers intègrent les changements climatiques dans leur dynamique et sont ainsi un indicateur sensible de ces changements (Oerlemans et al., 1998). Avec l'accélération du réchauffement climatique depuis les années 1980, les conditions actuelles sont défavorables aux glaciers qui doivent modifier leur géométrie pour retrouver un état d'équilibre (Paul et Haeberli, 2008). L'accélération du réchauffement climatique provoque des événements caniculaires, comme les étés 2003 et 2015 qui tendent à devenir de plus en plus fréquent (Zemp et al., 2005 ; Zryd, 2008). Il est donc important de comprendre comment les glaciers réagissent face à ces conditions climatiques extrêmes et de quantifier les changements glaciaires.

Dans ce but, la photogrammétrie se révèle efficace car elle permet d'extraire des informations quantitatives à partir de photographies aériennes. Cette méthode de télédétection permet de créer des modèles numériques de terrain (MNTs) qui fournissent des informations quantitatives. Le développement des capacités informatiques a produit une nouvelle génération de photogrammétrie appelée « *Structure from Motion (SFM)* ». Son avantage est de fonctionner de manière automatique et d'effectuer toutes les étapes clés de la photogrammétrie sans l'expertise d'un utilisateur.

Le but de cette étude est d'évaluer et de quantifier la réponse d'un glacier de vallée, le Haut glacier d'Arolla face à un événement caniculaire, l'année 2015, par la méthode de photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » sur des photographies aériennes. Cette étude veut ainsi répondre à deux objectifs distincts :

- Un objectif méthodologique qui est d'appliquer et évaluer la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » pour l'étude d'un glacier de vallée sur toute sa surface ;
- Un objectif glaciologique qui est d'évaluer et de quantifier la réponse d'un glacier alpin lors d'un événement extrêmement chaud soit l'année 2015.

### 2.1. Objectif méthodologique

La photogrammétrie est une méthode capable d'extraire des informations géométriques et quantitatives en trois dimensions, au travers de photographies aériennes en deux dimensions. Cette technique présente de nombreux avantages pour les études géomorphologiques (Lane et al., 1993) et également en glaciologie (Pellika et Rees, 2010). Les photographies représentent la source d'information à partir de laquelle de nombreuses données peuvent être extraites par une même méthode : la photogrammétrie. Cette méthode permet de couvrir de larges secteurs d'étude, tel qu'un bassin versant glaciaire et ne nécessite que de brèves campagnes de terrain.

Les développements informatiques et notamment la *machine vision* ont entraîné une amélioration et une automatisation de la photogrammétrie qui ont débouché sur la photogrammétrie de type « *Structure from Motion (SFM)* ».

En théorie, la photogrammétrie de type « *Structure from Motion (SFM)* » a l'avantage de nécessiter peu d'expertise de la part de l'utilisateur, puisqu'elle est capable d'effectuer les étapes clés d'un traitement de photogrammétrie de manière totalement automatique (par exemple l'ajustement des faisceaux / *bundle block adjustment - BBA*) (Micheletti et al., 2015b).

Initialement prévue pour des images acquises par drones, cette méthode a déjà été appliquée à des études en géomorphologie (Westoby et al., 2012 ; Javernick et al., 2014 ; Käab et al., 2014 ; Micheletti et al., 2015b) et commence à être utilisée pour des études en glaciologie (Rippin et al., 2015 ; Ryan et al., 2015 ; Piermattei et al., 2016). Néanmoins, son potentiel n'a pas encore été appliqué à l'étude d'un glacier de vallée en entier sur une surface de plus de 20 km<sup>2</sup> : Rippin et al., (2015) ont étudié le système de drainage supra-glacial du glacier de Midtre Lovénbreen en Norvège, sur une échelle sur environ 1 km<sup>2</sup>, Ryan et al., (2015) ont étudié le processus de *calving* sur un front glaciaire de 5.3km et Piermattei et al. (2016) ont calculé le bilan de masse d'un glacier de 2.1km<sup>2</sup>.

En revanche, certaines applications de la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » dans d'autres domaines ont montré la nécessité d'avoir une solide compréhension de la photogrammétrie afin d'utiliser la méthode « SFM » efficacement et de pouvoir appliquer un travail de *post-processing* important (par ex. Bakker et Lane, 2016).

L'objectif méthodologique de cette étude est d'utiliser la méthode « *Structure from Motion (SFM)* » pour créer des modèles numériques de terrain (MNTs) d'un glacier de vallée en entier, à partir d'images aériennes prises depuis un avion. Les photographies ont été acquises selon une géométrie parallèle et les paramètres de calibration sont connus. L'enjeu est d'observer si le logiciel « *Structure from Motion (SFM)* » parvient à retrouver les mêmes paramètres internes que ceux déterminés dans le rapport de calibration afin de reconstruire des orthoimages et des modèles numériques de terrain (MNTs) les plus précis possibles et d'en déduire un modèle numérique de terrain de différence entre les deux années étudiées afin de quantifier les changements dans le volume du glacier.

## 2.2. Objectif glaciologique

La surveillance des glaciers a permis de déterminer plusieurs tendances dans les fluctuations glaciaires et d'en comprendre les causes (Haeberli et Beniston, 1998 ; Zemp et al., 2005). Les glaciers de la région alpine sont particulièrement bien documentés (Paul et al., 2007). Beaucoup d'études ont été menées pour observer et comprendre les fluctuations glaciaires sur plusieurs années, à l'échelle alpine (Zemp et al., 2005 ; Zemp et al., 2006 ; Zemp et al., 2006b ; Hoelze et al., 2007 ; Paul et al., 2011 ; Huss, 2012), à l'échelle des glaciers suisses (Paul et al., 2004 ; Paul et Haeberli, 2008 ; Fischer et al., 2014 ; Fischer et al., 2015 ; Huss et al., 2015) ou pour un ensemble de glaciers choisis (Vincent, 2002 ; Huss et al., 2010 ; Lüthi et al., 2010 ; Six et Vincent, 2014).

La création de modèles numériques de terrain (MNTs) a permis de quantifier les changements dans la surface, l'épaisseur et de déterminer le bilan de masse également (Zemp et al., 2006b ; Paul et Haeberli, 2008 ; Pelto, 2010 ; Fischer et al., 2015). Cela a permis de déterminer la variabilité spatiale de ces changements, de les quantifier et de déterminer certains facteurs explicatifs (Paul et Haeberli, 2008). Il a été mis en avant que la réponse des glaciers dépend non seulement des conditions climatiques mais est également influencées par des caractéristiques intrinsèques, variant d'un glacier à l'autre comme par exemple la taille ou la pente (Oerlemans et al., 1998 ; Baltsavias et al., 2001 ; Zryd, 2001, 2008).

Depuis les années 1980, le recul des glaciers a été plus marqué consécutivement au réchauffement climatique qui s'est accéléré (Haeberli et Beniston, 1998 ; Paul et al., 2004 ; Zemp et al., 2005 ; Paul et al., 2007). Les glaciers ne sont plus capables de s'adapter aux nouvelles conditions climatiques et montrent alors une perte d'épaisseur marquée (*down-wasting*), soit une fonte aggravée plutôt qu'une réponse dynamique (Paul et al. 2004, Paul et al. 2007).

Les années caniculaires sont plus fréquentes et tendent à devenir des années normales plutôt que des événements exceptionnels comme l'été 2003, qui devrait se produire un été sur deux (Zemp et al., 2005 ; Zryd et al., 2008). Plusieurs études ont permis d'évaluer les conséquences de cet événement extrême sur les glaciers alpins (Zemp et al., 2005 ; Paul et al., 2005 ; Paul et al., 2011). Or peu d'études ont été menées pour observer l'effet de tels événements sur un glacier. Les glaciers sont aussi une source d'eau importante, notamment pour l'hydroélectricité et il est donc important d'évaluer la ressource encore disponible à l'avenir afin de la gérer au mieux (Pelto, 2010 ; Finger et al., 2012). Les exploitants des centrales hydroélectriques ont besoin de savoir quelle ressource est encore disponible et à quel horizon temporel afin de pouvoir adapter leurs investissements, l'optimisation des aménagements existants et de planifier la production d'hydroélectricité.

L'objectif glaciologique de cette étude est d'évaluer la réponse d'un seul glacier lors d'une année extrêmement chaude puisque ces événements vont devenir de plus en plus fréquents. Il va s'agir d'observer les changements dans la géométrie du glacier sous trois dimensions, entre le début et la fin de la période d'étude, de quantifier ces changements et de les interpréter. La fonte peut entraîner plusieurs réactions qui vont à leur tour, influencer la dynamique du glacier (Paul et al., 2007).

Dès lors, il est important de pouvoir déterminer les changements d'un glacier et comprendre les facteurs locaux influençant la réponse lors de conditions très chaudes comme l'été 2003 ou 2015. Face à de tels événements, une réponse importante du glacier est attendue, avec une fonte marquée sur tout le glacier qui se qualifierait plus de désintégration (*down-wasting*) comme mis en avant par Paul et al., (2004, 2007). Étudier un glacier en entier permet de comprendre la réponse glaciaire dans son ensemble et la capacité du glacier à se maintenir face à un événement climatique extrême (Pelto, 2010).

### **2.3. Structure de l'étude**

Afin de répondre aux deux objectifs mentionnés, il est nécessaire d'établir, dans une première partie, le contexte dans lequel ce mémoire se trouve. C'est pourquoi une revue des changements climatiques du siècle dernier en Suisse ainsi que des tendances climatiques futures est d'abord présentée. A la suite de la partie climatique, le lien entre le climat et les glaciers est expliqué lors de la revue des fluctuations glaciaires du siècle passé.

Le contexte climatique et glaciologique posé, la méthodologie utilisée est introduite par une revue de la littérature et la présentation des notions théoriques. Cette partie est nécessaire afin de comprendre la méthode utilisée puisqu'il s'agit d'une partie importante de ce travail.

La cas d'étude est introduit par une description du site d'étude et du climat de la période étudiée. La partie méthodologique décrit l'application de la méthode, les étapes clés du traitement photogrammétrique et ses corrections ainsi que les méthodes pour analyser la réponse du glacier. Les résultats de la partie méthodologique sont présentés en suivant l'ordre par lequel le traitement a été réalisé. Finalement, les résultats des analyses réalisées pour évaluer la réponse du glacier sont détaillés.

La discussion est également scindée en deux parties : d'abord la critique de la méthode appliquée et les améliorations possibles, puis l'analyse de la réponse du glacier. Pour terminer, la conclusion fait le bilan de ce mémoire sous le point de vue méthodologique et glaciologique.





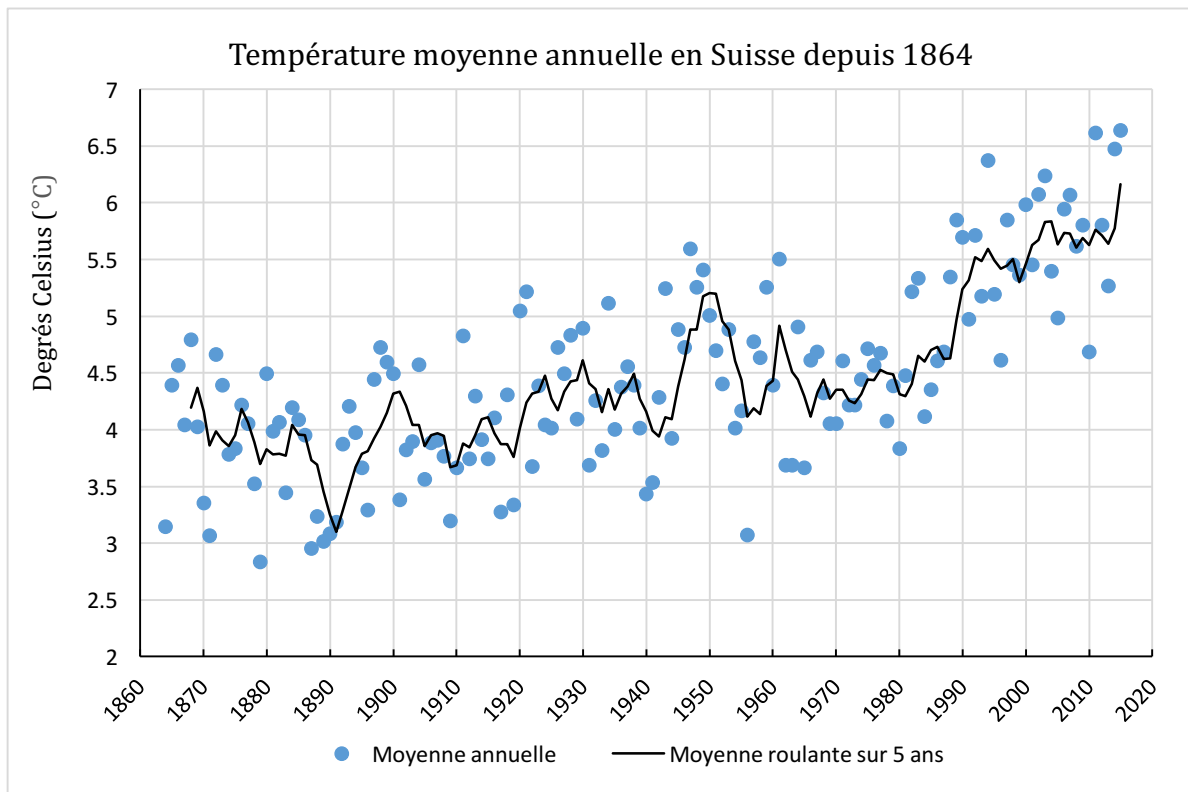
### 3. Revue de la littérature

#### 3.1. Changements climatiques

##### 3.1.1. Evolution des températures et des précipitations en Suisse depuis 1864

La Suisse est particulièrement touchée par le réchauffement climatique. En effet, depuis le début des mesures en 1864, les températures moyennes ont augmenté de 1.75 degrés Celsius (°C) alors que ce réchauffement n'est « que » de 1.1°C pour l'hémisphère nord (Perrou et Bader, 2013). Le climat suisse est fortement influencé par la présence des Alpes qui délimite une barrière entre le climat européen et méditerranéen (Beniston, 2012 ; Brönnimann et al., 2014). L'effet de continentalité que subit la Suisse, située loin des mers et océans explique en partie que le réchauffement y soit plus marqué que pour le reste de l'hémisphère nord dont les températures sont influencées par les océans (Marty et Meister, 2012 ; OFEV, 2012).

Le réchauffement des températures sur l'ensemble de la période de mesure de 1864 à 2012, montre une augmentation linéaire de +0.12°C par décennie (Brönnimann et al. ; 2014). Cette tendance s'est accélérée à partir du milieu des années 1980 avec une augmentation de +0.5°C par décennies (OFEV, 2012). Le réchauffement a été trois fois plus rapide pour la période 1982 à 2011, en comparaison à l'ensemble des mesures (1864 à 2011) (Perrou et Bader, 2013). Cette tendance s'observe clairement sur la figure 1 avec une augmentation marquée des températures moyennes annuelles suisses dès 1982.



**Figure 1 : Température moyenne annuelle en Suisse depuis 1864.**

Les températures moyennes annuelles représentées depuis le début des mesures, en 1865 et la moyenne lissée sur 5ans qui permet de visualiser clairement la tendance du réchauffement climatique. (Données : Bergert et Frei version 1.0 2016).

A partir de 1980, chaque année a montré une température moyenne annuelle plus chaude que la température moyenne annuelle de la période 1961 à 1990 (Figure 1), utilisée comme période de référence par l'Office fédéral de l'environnement (OFEV) (OFEV, 2013). L'augmentation de la fréquence des années chaudes témoigne de l'accélération du réchauffement à partir des années 1980. Les trois années les plus chaudes en terme de température moyenne annuelle sont, dans l'ordre : 2015, 2011 et 2014 (MétéoSuisse, 2015).

Les mêmes tendances s'observent à l'échelle des saisons avec une augmentation de  $+0.49^{\circ}\text{C}$  pour l'été et  $+0.29^{\circ}\text{C}$  par décennies depuis 1961, ce qui correspond à un réchauffement de  $+2.5^{\circ}\text{C}$  pour l'été et de  $+1.5^{\circ}\text{C}$  pour l'hiver sur l'ensemble de la période de mesure (OFEV, 2013).

Une conséquence de l'augmentation des températures est la fréquence des jours de canicule, soit où la température journalière maximale atteint  $+30^{\circ}\text{C}$ . Dans les années 1960, le nombre de jours de canicule était de 1 à 2 jours en moyenne (Perroud et Bader, 2013). En 2011, ce nombre se trouve entre 15 et 20 jours, soit environ quatre jours de canicule en plus par année (Perroud et Bader, 2013).

L'été 2003 marque l'été le plus chaud depuis le début des mesures, avec un excédent thermique de  $+4^{\circ}\text{C}$  à  $+5.5^{\circ}\text{C}$  par rapport à la période de référence (MétéoSuisse, 2004). La fréquence des étés caniculaires va augmenter, de même que leur intensité (Académies suisses des sciences naturelles, 2016). Des étés comme celui-là vont devenir de plus en plus fréquents, jusqu'à avoir même une fréquence d'un été sur deux (Zryd, 2008). Des périodes de chaleur hors norme pour toutes les saisons ont également été constatées à partir des années 1950 (Académie suisse des sciences naturelles, 2016).

En terme de précipitations, il est difficile de déterminer des tendances dans les changements annuels en Suisse, la variabilité interannuelle étant très élevée pour ce paramètre. Le taux de précipitations varie également beaucoup en fonction de la saison et de la région concernée (Rebetez, 2011).

À cause de cette forte variabilité, les changements observés par rapport au réchauffement climatique, sont peu significatifs (Rebetez, 2011). Néanmoins, une légère augmentation des précipitations hivernales de 15 à 20% s'observe en Suisse. Malgré cette tendance, l'hiver reste une saison qui reçoit moins de précipitations que l'été (Rebetez, 2011).

### **3.1.2. Changements climatiques dans les Alpes**

Dans les Alpes, le réchauffement de températures est également important et se caractérise surtout par une augmentation des températures minimales de  $2^{\circ}\text{C}$  (Beniston, 2012). En haute altitude (au-dessus de 2000m. d'altitude), le réchauffement est spécialement marqué à partir de la fin du 20<sup>e</sup> siècle (Beniston, 2012). L'augmentation des températures est de  $+0.8^{\circ}\text{C}$  entre 1981 et 2011 (Marty et Meister, 2012), démontrant l'important forçage des températures depuis les années 1980 (Figure 1) (Micheletti et al., 2015 c).

Quant aux précipitations de la région alpine, il est plus pertinent de s'intéresser aux précipitations nivales qui ont un rôle important sur la dynamique des glaciers (Hooke, 2005). Les précipitations neigeuses présentent une variabilité interannuelle importante puisqu'elles dépendent des

températures et des précipitations (Scherrer et Appenzeller, 2004 ; Rebetez, 2011 ; Marty et Meister, 2012).

Les variations de l'enneigement s'expliquent par l'importante variabilité interannuelle de ce paramètre : les hivers avec beaucoup de neige sont ceux où il y a eu beaucoup de précipitations, sans forcément avoir des températures plus basses (Rebetez, 2011). À haute altitude, soit au-dessus de 2000m., l'enneigement a peu changé lors du dernier siècle (Rebetez, 2011) et la hauteur de neige moyenne entre novembre et avril n'a pas montré de variation significative (Marty et Meister, 2012).

Néanmoins, une diminution des précipitations solides par rapport au total des précipitations, d'environ 1.25% par décennie s'observe. Cela s'explique principalement par la diminution des précipitations solides durant le printemps (Marty et Meister, 2012). Depuis 1980, la fonte de l'enneigement débute plus tôt (Marty et Meister, 2012) et les hauteurs de neige à la fin de l'hiver ont diminué depuis 1985 (Micheletti et al., 2015c).

En été et en haute altitude, certaines précipitations peuvent avoir lieu sous forme solides et ont une certaine importance pour les glaciers (Escher-Vetter et Siebers, 2007). Les chutes de neiges estivales influencent le bilan de masse du glacier puisqu'elles peuvent contribuer à réduire la fonte de l'été (Hooke, 2005). Les hauteurs de neige mesurées à la fin de l'été, dépendantes des précipitations neigeuses hivernales et des températures estivales, ont presque complètement disparues à partir des années 2000, consécutivement à des températures estivales très chaudes (Micheletti et al., 2015c). La fonte de la neige est contrôlée par le nombre de jours au-dessus de la limite du 0°C qui dépend de l'altitude (Verbunt et al., 2003). L'isotherme du 0°C tend à remonter en altitude avec le réchauffement des températures. Les tendances montrent une augmentation de +60m d'altitude pour l'hiver et +75m d'altitude pour l'été (Perroud et Bader, 2013). Cette élévation du 0°C en été a comme conséquence de transformer les précipitations neigeuses en précipitations pluvieuses. Les faibles chutes de neige qui ont lieu en été sont de moins en moins fréquentes et empêchent un répit dans la saison de fonte pour les glaciers. Eschers-Vetter et Siebers (2007) ont montré qu'une chute de neige estivale réduit de manière importante la fonte de la glace et donc de l'écoulement durant la période de fonte.

La fonte affecte également les régimes des rivières alpines qui est contrôlé en partie par le stockage et la fonte de neige et de glace (Verbunt et al., 2003 ; Huss et al., 2016). L'écoulement spécifique de ces rivières est maximum lors de la période de fonte, en été, résultant du taux de fonte élevé de la glace même et plus modérés pour la neige (Verbunt et al., 2003). Cette différence du taux de fonte s'explique entre autre par l'albédo : moins haut pour la glace (0.1 à 0.3 voire 0.5) et plus haut pour la neige (0.7 à 0.9 voir plus) (Hock, 2005). Les glaciers ont une contribution importante aux débits des rivières alpines et leur fonte marquée lors de ces 3 dernières décennies a déjà provoqué des changements dans les régimes de ces rivières (Gurung et Stähli, 2014).

### **3.1.3. Prévisions futures**

Les changements climatiques sont fortement influencés par les émissions de gaz à effet de serre, tels que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) ou le méthane(CH<sub>4</sub>) par exemple, issus des activités humaines (GIEC, 2008). Ces émissions doivent être prises en compte afin de modéliser l'évolution du climat (GIEC, 2008). Pour cela, plusieurs scénarios d'émissions possibles ont été constitué par

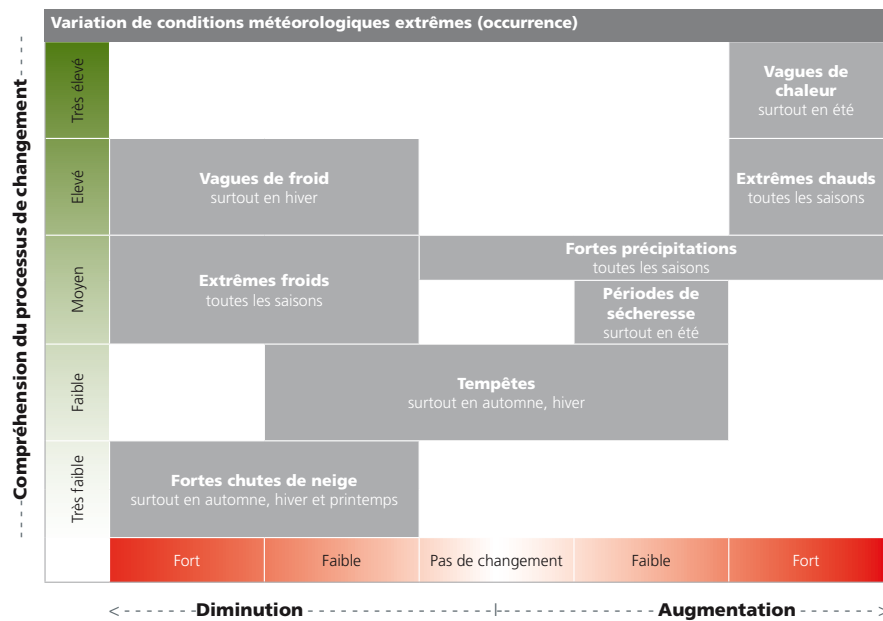
le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et sont utilisés pour modéliser les changements climatiques (GIEC 2000). Les scénarios représentent différentes trajectoires possibles en matière d'émission de gaz à effet de serre qui dépendent de différentes évolutions économiques et sociales (GIEC 2000, Perrou et Bader 2013).

Indépendamment du choix du scénario d'émissions, le climat suisse va être fortement modifié au cours des années à venir. Les tendances évoquées plus haut devraient se maintenir et les températures moyennes tendraient à augmenter pour toutes les régions et pour toutes les saisons, particulièrement pour l'été (CH2011, 2011 ; MétéoSuisse, 2013b).

En fonction des différents scénarios d'émission, le réchauffement pourrait aller de +0.5°C à +3.6°C (par rapport à aujourd'hui) d'ici 2060 (MétéoSuisse 2013b). Dans le cas du scénario A1B qui est plutôt optimiste en matière d'émission de gaz à effet de serre puisqu'il prévoit une augmentation d'ici 2050 avant une légère diminution d'ici 2100 (MétéoSuisse, 2012), le réchauffement serait de l'ordre de 2.7°C à 4.8°C au cours du 21<sup>e</sup> siècle. Le réchauffement serait plus marqué pour l'été (CH2011, 2011 ; OFEV, 2012). De plus, les vagues de chaleur ainsi que les chaleurs extrêmes, tel que l'été 2003, seraient plus fréquentes (Zryd, 2008 ; OFEV, 2012). Cette tendance est déjà perceptible depuis 2011 (Figure 1) (MétéoSuisse, 2015).

Quant à l'évolution des précipitations, il est plus difficile de déterminer des tendances claires. Les précipitations tendraient à diminuer de 20% en été. Cependant, cette tendance est à prendre avec précaution du fait de la grande incertitude liée à ce phénomène (MétéoSuisse 2013). Néanmoins, une conséquence du réchauffement des températures serait la nature des précipitations : il y aura plus de pluie et moins de neige (Beniston, 2003 ; CH2011, 2011 ; OFEV, 2012 ; Perrou et Bader, 2013)

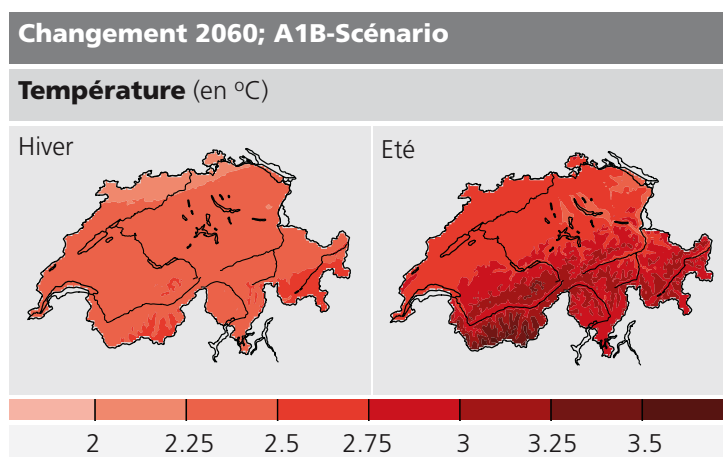
En revanche, certains événements extrêmes devraient être plus fréquents, avec plus de fortes précipitations et plus de sécheresses en été (MétéoSuisse, 2013). Les vagues de froid et les extrêmes de froid devraient certainement diminuer ainsi que les chutes de neige en plaine (MétéoSuisse, 2013). Les prévisions des phénomènes extrêmes dépendent intimement de la compréhension actuelle du phénomène en question. En effet, pour certains phénomènes, l'acquisition de données est plus facile que pour d'autres. Ces données sont ensuite utilisées pour comprendre le phénomène dont il est question et le modéliser pour prévoir son évolution (MétéoSuisse, 2013). Pour certains phénomènes, les modèles sont capables d'assimiler le processus et de permettre une modélisation de l'évolution qui est satisfaisante. Ainsi, de fortes probabilités peuvent être exprimées pour ces phénomènes comme les vagues de chaleur par exemple, alors que pour les phénomènes moins connus, seules des esquisses de tendances peuvent être évoquées (Figure 2) (MétéoSuisse, 2013b).



**Figure 2 : Probabilité future d'occurrence de phénomènes climatiques.**

Les phénomènes les mieux connus ont une probabilité d'augmentation plus forte, notamment les extrêmes climatiques chauds qui comprennent les canicules (MétéoSuisse 2013, b).

Le réchauffement serait plus marqué dans les Alpes et en été (Figure 3) (MétéoSuisse 2013, Fischer et al. 2015). Les conséquences des changements climatiques en Suisse sont fortement liées à la topographie accidentée des Alpes (Rebetez 2011). Si le scénario A1B est considéré, les températures continueraient à encore augmenter pour la région alpine, avec des valeurs comprises entre +3.2°C à +4.6°C d'ici 2085 (Fischer et al., 2015b). Le nombre de jours d'été (soit où la température atteint +25°C) augmenteraient par 2 voire 3 fois les valeurs actuelles et ce, jusqu'à des altitudes de 1500m (MétéoSuisse 2013).



**Figure 3 : Evolution future des températures**

La modélisation des températures suisses selon le scénario A1b montre une forte augmentation dans la région alpine (MétéoSuisse 2013).

Les évolutions en terme de précipitation pour les Alpes sont faibles et incertaines. Une tendance a néanmoins été modélisée par rapport aux précipitations estivales : celles-ci devraient diminuer de 5 à 10%. En revanche, il y aurait un changement dans la nature des précipitations, consécutivement à l'augmentation des températures (MétéoSuisse, 2013b). Le nombre de jours de neige diminuerait d'environ 30 jours d'ici 2060, passant alors de 100 jours actuellement à moins de 80 jours pour de nombreux endroits (MétéoSuisse, 2013).

Le recul passé des glaciers va continuer au cours du 21<sup>e</sup> siècle. Les modélisations du retrait glaciaire font état d'une perte de 20 à 50% d'ici 2050, des surfaces englacées suisses par rapport à celles de l'an 2000. D'ici 2100, la diminution des surfaces serait de 50 à 90% (Académies suisses des sciences naturelles, 2016). Si le réchauffement se limitait à 2°C, les glaciers suisses atteindraient le stade d'équilibre d'ici 2100 avec une perte de volume de 80% (Salzmann et al., 2012). Les glaciers vont être contraints de reculer en haute altitude et pour les petits glaciers, bon nombres d'entre eux auront totalement disparus (Huss, 2012).

## **3.2. Changements glaciologiques**

### **3.2.1. Dynamique glaciaire**

Les glaciers sont des indicateurs sensibles des changements climatiques (IPCC, 2013). En effet, ils gagnent de la masse dans la zone d'accumulation, grâce aux précipitations solides et fondent dans la zone d'ablation, à cause des températures. Il y a un écoulement entre ces deux zones. Lorsqu'il y a une différence entre l'accumulation et l'ablation, la taille et le volume du glacier vont s'adapter afin de retrouver un état d'équilibre (Beniston, 2012). La ligne d'équilibre qui représente la séparation entre la zone d'accumulation en amont et d'ablation en aval, suit également ces variations (Hooke, 2005).

Ce phénomène de balance entre accumulation et ablation se nomme le bilan de masse : s'il est positif, il y aura une avancée ; s'il est négatif, un recul. Le bilan de masse représente le signal direct et non-retardé d'un changement climatique sur une échelle annuelle, alors que la variation de longueur d'un glacier représente le signal indirect et retardé de ce changement puisque d'autres facteurs tels que la pente influence la variation de longueur (Haeberli, 1998). La dynamique du glacier (avancée ou retrait) va être modifiée en fonction des conditions climatiques, après une certaine période, spécifique à chaque glacier, qui se nomme « temps de réponse » (Hooke, 2005 ; Zemp et al., 2006 ; Cuffey et Paterson, 2010).

Dans les Alpes, les glaciers sont très sensibles aux températures. C'est pour cette raison qu'une faible variation de températures a un impact important sur leur dynamique (Six et Vincent, 2014 ; Perroud et Bader, 2013). En effet, les glaciers sont présents dans les Alpes car ils se trouvent à haute altitude, soit sous des conditions fraîches. Les fluctuations de leur bilan de masse sont fortement corrélées, de manière négative, avec les températures estivales moyennes (Hooke, 2005). Les changements climatiques entraînent un réchauffement de ces conditions fraîches sous lesquelles ils se trouvent et, comme le point de fusion est invariable, les glaciers fondent (Paul et al., 2015).

La hauteur de neige est un paramètre important pour les glaciers puisqu'il s'agit d'une part, de leur source d'alimentation et d'autre part, d'une protection face aux rayons solaires : la glace ne fond alors pas directement si une couche de neige est encore présente. L'augmentation des températures entraîne un changement de la nature des précipitations, de solide à liquide, et les glaciers recevront moins de neige pour s'alimenter et se protéger du rayonnement (Francou et Vincent, 2015).

Les températures et les radiations solaires contrôlent la fonte de la glace et de la neige. La neige a deux rôles importants pour un glacier : il s'agit de la source d'alimentation en glace et elle constitue une couche protectrice face aux rayonnements solaire (Francou et Vincent, 2015). La neige accumulée en hiver et qui ne fond pas en été, se transforme au fur à mesure en glace, dans la zone d'accumulation du glacier. Si toute la neige hivernale disparaît à cause du réchauffement des températures, la zone d'accumulation n'a plus d'apports pour s'alimenter. L'accumulation devient nul alors que l'ablation se maintient, voire s'intensifie. En conséquence, le bilan de masse devient alors négatif. L'ablation étant alors plus importante que l'accumulation, le glacier doit adapter sa géométrie (longueur, surface et volume) afin de retrouver un état d'équilibre (Paul et al., 2015). Dans cette situation, la ligne d'équilibre remonte en altitude, réduisant ainsi la surface d'accumulation (Hooke, 2005).

La couche de neige permet également de protéger la glace face aux températures et au rayonnement solaire. Lors d'une augmentation de la température, les flux de chaleur sensible et de radiation augmentent (Oerlemans et al., 1998). Le manteau neigeux va s'altérer ce qui réduira sa capacité à réfléchir les rayons, soit l'albédo. La neige possède un albédo plus haut que celui de la glace (0.7 à 0.9, voire plus pour la neige, contre 0.3 à 0.5 pour la glace, voir même 0.1 lorsqu'il s'agit de glace foncée par la présence de sédiments), signifiant que sa capacité de réflexion est plus haute que celle de la glace (Brock et al., 2000 ; Hock, 2005 ; Francou et Vincent, 2015). L'albédo de la glace représente une variable importante dans le processus de fonte (Paul et al., 2005).

Quand une couche de neige recouvre la glace, la capacité à réfléchir les rayons est importante (Francou et Vincent, 2015) et la glace sous-jacente est protégée. Lorsque la couche neigeuse a disparu, la glace absorbe une plus grande quantité de rayonnement à cause de son albédo faible (Escher-Vetter et Siebers, 2007), ce qui entraîne une augmentation de la fonte. Le réchauffement climatique provoque une fonte plus rapide et presque totale de la neige accumulée en hiver. Le glacier ne possède alors plus de couche protectrice face aux rayonnements solaires (Escher-Vetter et Siebers, 2007).

L'augmentation des températures contrôle la fonte mais modifie également la nature des précipitations reçues : la neige se transforme en pluie suite l'élévation de l'isotherme du 0°C (Francou et Vincent, 2015 ; Académies suisses des sciences naturelles, 2016). La pluie a un effet négatif sur les glaciers puisqu'elle empêche la construction et le maintien d'une couche de neige protectrice pour le glacier.

### **3.2.2. Fluctuations glaciaires et enjeux liés**

Les glaciers reflètent les conditions climatiques dans leurs fluctuations et c'est pourquoi ils représentent un des indicateurs les plus claires des changements climatiques (Haeberli, 1998). L'observation des fluctuations glaciaires permet de mieux comprendre leur lien avec le climat. En Suisse, le réseau d'observations glaciaires GLAMOS ([www.glamos.ch](http://www.glamos.ch)), en collaboration avec l'ETH Zurich et son laboratoire d'hydraulique, hydrologie et glaciologie (VAW) collecte et compile des données glaciologiques depuis la fin du 19<sup>e</sup> siècle. Les variations de longueur annuelle sont mesurées pour 121 des 1420 glaciers recensés en Suisse lors de l'inventaire des glaciers de 2010 (Fischer et al., 2014 ; Rapports glaciologiques, 1981-2016).

Depuis le début des mesures glaciaires en 1864, corrélée avec la fin du Petit âge glaciaire (environ 1850), les glaciers alpins ont tous montré un recul important. Bien que la tendance générale montre des changements négatifs, certaines phases intermittentes ont montré des conditions favorables pour les glaciers. En effet, durant les années 1890, 1910 et entre la fin des années 1970 et le milieu des années 1980, les glaciers alpins ont montré des changements positifs en terme de masse et surface, consécutivement à des années plus fraîches mais notamment plus humides, avec plus de précipitations durant l'hiver et une durée d'ensoleillement réduite (Haeberli, 1998 ; Zemp et al., 2006 ; Micheletti et al., 2015c).

Malgré ces périodes favorables, les glaciers alpins montrent globalement un recul important à cause du réchauffement climatique et cette tendance va en s'accéléralant (Zemp et al., 2005 ; Paul et al., 2007). Depuis les années 1980, le recul des glaciers s'est accentué (Paul et al., 2004 ; Zemp et al., 2006 ; Fischer et al. 2015 ; Gabbud et al., 2016). La surface perdue des glaciers alpins dans les années 1970 représentait 30 à 40% de la surface de 1850 (Haeberli et Beniston, 1998).

En 2000, elle était de 50% par rapport à 1850 (Zemp et al., 2006). Cette augmentation est la conséquence de l'accéléralation du réchauffement climatique et représente une désintégration (« down-wasting ») plutôt qu'une réponse dynamique à une variation climatique (Paul et al., 2004 ; Zemp et al., 2006 ; Haeberli et al., 2007). Les conditions climatiques des deux dernières décennies et celles actuelles ne permettent pas aux glaciers d'être en état d'équilibre. C'est pourquoi, le recul des glaciers est continu depuis les années 1980 (Zemp et al., 2005 ; Perroud et Bader, 2013). Même si le réchauffement climatique s'arrêtait aujourd'hui, les glaciers continueraient à reculer afin d'atteindre un état d'équilibre (Académies suisses des sciences naturelles, 2016).

Les glaciers ont un rôle dans le cycle hydrologique (Braun et al. 2000, Paul et al. 2005). En effet, ils représentent une importante réserve d'eau (Gurung et Stähli 2014) et influencent le régime d'écoulement des rivières alpines (Verbunt et al., 2003 ; Huss et al., 2010). Les glaciers retardent les débits liés précipitations hivernales et contribuent à l'alimentation des rivières alpines au printemps et en été. Lors de la période estivale, la fonte des glaciers contribue majoritairement au débit des rivières alpines et permet de maintenir une certaine quantité d'eau dans les rivières lorsque les autres sources d'eau sont à leur minimum (Haeberli et Beniston, 1998 ; Braun et al., 2000 ; Verbunt et al., 2003 ; Pelto, 2010 ; Huss, 2011 ; Gurung et Stähli, 2014).



Les glaciers représentent certains attraits touristiques et énergétiques notamment puisqu'ils représentent une importante ressource d'eau pour la production d'hydroélectricité (Oerlemans et al., 1998 ; Zryd, 2008 ; Pelto, 2010). L'eau issu de leur fonte est captée pour alimenter des lacs d'accumulation des barrages ou pour être turbinée et produire de l'électricité. Cette source d'électricité représente 56% de la production suisse en 2015, selon l'Office fédéral de l'environnement (OFEN). Ainsi le retrait glaciaire est également un enjeu pour les forces hydrauliques (Finger et al., 2012). L'étude et la modélisation des changements glaciaires futurs sont également importantes pour les sociétés exploitantes de l'hydroélectricité afin de connaître les apports en eau pour les prochaines décennies à venir et de planifier leur stratégie (Finger et al., 2012 ; Académies suisses des sciences naturelles, 2016).



## 4. Méthodologie

Le but de la méthodologie est d'évaluer la réponse d'un glacier de vallée face à une année caniculaire, en utilisant la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* ». La méthodologie comprend ainsi deux parties distinctes : (1) l'application de la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » afin de produire des modèles numériques de terrain (MNTs) et un modèle numérique de terrain de différence précis, à partir de photographies aériennes acquises par un avion ; et (2) l'évaluation et la quantification de la réponse du glacier au travers de différentes analyses des modèles numériques de terrain (MNTs) et du modèle numérique de terrain de différence.

Premièrement, la méthode utilisée, la photogrammétrie est présentée et les notions nécessaires à sa compréhension y sont décrites. Une fois les bases théoriques posées, la démarche appliquée pour répondre aux deux objectifs de l'étude est décrite au travers du cas d'étude.

### 4.1. Justification méthodologique

Pour quantifier les changements glaciaires, les techniques de télédétection offrent une alternative rapide et efficace à la méthode glaciologique (Pellika et al., 2010). Elles permettent une large couverture spatiale pour des zones difficiles d'accès. Parmi ces méthodes, la photogrammétrie est une méthode de télédétection indirecte qui permet de reconstituer la géométrie des objets d'études.

A partir de la superposition de photographies aériennes en 2 dimensions, cette méthode est capable de reconstituer la géométrie d'une scène en 3 dimensions (X, Y, Z) et de créer ainsi des modèles numériques de terrain (MNTs) (Chandler et Moore, 1989 ; Lane et al. 1994 ; Pellika et al., 2010). Elle a été définie par Slama (1980) comme « *l'art, la science et la technologie permettant d'obtenir des informations fiables sur l'espace naturel ou sur des objets physiques par l'enregistrement, la mesure et l'interprétation d'images photographiques ou produites par rayonnement électromagnétiques ou autres phénomènes* ».

Cette méthode a été motivée par le besoin de représentations topographiques en 3 dimensions (Lane et al., 1993) ainsi que par le développement de l'informatique et de ses capacités de calcul (Chandler et Brondsen, 1995). Elle offre plusieurs avantages en géomorphologie et glaciologie dont celui de quantifier les changements dans la hauteur par la création de modèle numérique de terrain (MNT) (Lane et al., 1993 ;).

La photogrammétrie est souvent utilisée pour des études en géomorphologie (par ex. : Chandler et Moore, 1989 ; Lane et al., 1993 ; Lane et al., 1994 ; Kääb et al., 1997 ; Chandler, 1999 ; Lane et al., 2000 ; Micheletti et al., 2015a) et également en glaciologie (par ex. : Favey et al., 2000 ; Jordan et al., 2005 ; Keutterling et Thomas, 2006 ; Barrand et al., 2009 ; Walsh et al., 2014 ; Gabbud et al., 2016). Elle se révèle efficace dans ce domaine puisqu'elle permet d'une part, de couvrir de larges secteurs d'études qui se situent souvent dans des zones difficiles d'accès et d'autre part, elle permet d'extraire un nombre important de données en nécessitant peu de campagne de terrain (Pellikka et al., 2010 ; Fox et Nuttal, 1997 ; Baltisavas et al., 2001).

La création de modèles numériques de terrain (MNTs) par photogrammétrie a déjà été réalisée afin de surveiller l'évolution dans le volume et la hauteur de certains glaciers (par ex.: Andreassen et al., 2002 ; Jordan et al., 2005 ; Keutterling et Thomas, 2006 ; Bauder et al., 2007 ; Paul et Haerberli, 2008 ; Barrand et al., 2009 ; Gabbud et al., 2016) ou pour déterminer le bilan de masse (Baltisavias et al., 2001 ; Käab, 2001 ; Andreassen et al., 2002 ; Huss et al., 2010).

## 4.2. Revue historique

Les techniques de photogrammétrie qui sont utilisées aujourd'hui à travers les logiciels de traitement tel que Erdas (Gabbud et al., 2016) ou Pix4D (Bakker et Lane, 2016), sont le résultat de plusieurs évolutions de cette méthode qui sont fortement liées aux développements scientifiques et technologiques (informatiques) du dernier siècle (Micheletti et al., 2015b).

Dès le milieu du 20<sup>e</sup> siècle, la photogrammétrie analytique (par ex. Chandler et al., 1989 ; Lane et al., 1994) a fait suite à la photogrammétrie analogique, grâce à l'invention de l'ordinateur. La photogrammétrie analytique (appelée photogrammétrie conventionnelle dans cette étude) est constituée de plusieurs étapes importantes afin de créer des modèles numériques de terrain (MNTs) les plus précis possibles et nécessite plusieurs interventions de l'utilisateur (Lane et al., 1993 ; Lane et al., 1994 ; Gabbud et al., 2016).

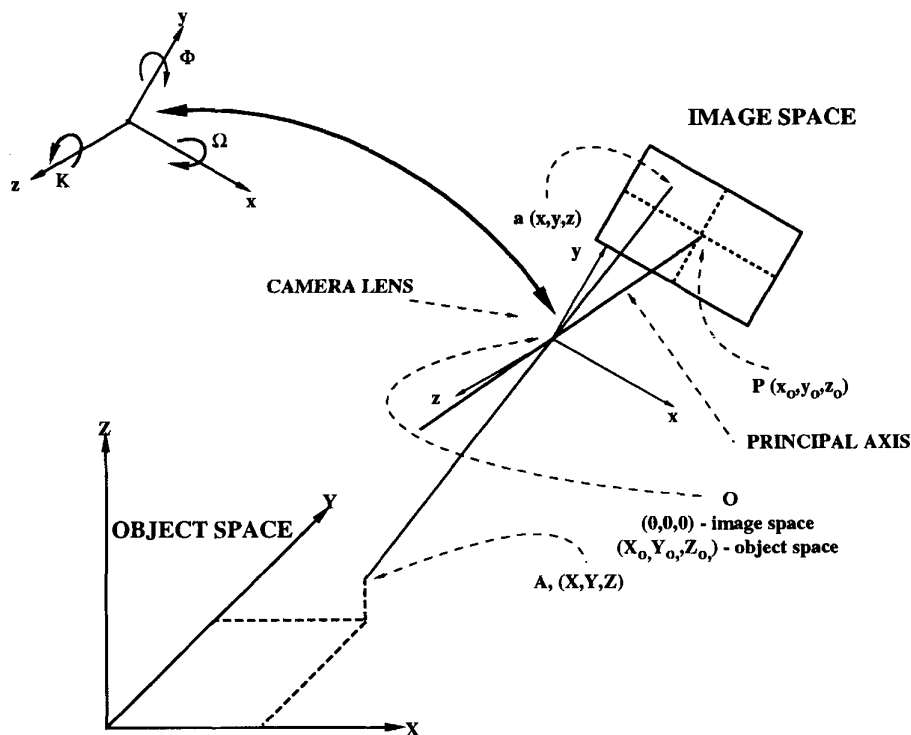
Plus récemment, la photogrammétrie digitale (par ex. : Stojic et al., 1998 ; Lane et al., 2000) a permis à la méthode d'évoluer encore grâce à l'évolution des capacités technologiques : les photographies ont fait place aux photographies numériques (Schenk, 2005). La photogrammétrie digitale évolue en proposant des logiciels de photogrammétrie de type « *Structure from Motion (SFM)* » dont l'utilisation est facilitée grâce à une importante automatisation du traitement photogrammétrique (par ex : Westoby et al., 2012 ; Micheletti et al. 2015b ; Ryan et al., 2015). Issu de la *machine vision*, la photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* » effectue les étapes-clés de la photogrammétrie de manière automatique (Fonstad et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015b ; Schenk, 2005), ce qui nécessite moins d'expertise de la part de l'utilisateur. Elle est capable de déterminer les paramètres internes et externes des photographies si ceux-ci sont inconnus (Micheletti et al., 2015b) et permet un gain de temps important.

Cette méthode a déjà été utilisée dans plusieurs études en géomorphologie (par ex. : Westoby et al., 2012 ; Javernick et al., 2014 ; Käab et al., 2014 ; Dietrich, 2016). La photogrammétrie SFM a déjà été appliquée en glaciologie (Rippin et al., 2015 ; Ryan et al., 2015 ; Piermattei et al., 2016) sur des petits secteurs d'études.

## 4.3. Notions théoriques

L'évolution des capacités informatiques a permis de passer de la photogrammétrie analogique, fonctionnant sur une approche mécanique, à une photogrammétrie analytique dont l'approche se base sur des relations mathématiques (Lane et al., 1993). Ces relations doivent résoudre la transformation de coordonnées 3D mesurées dans un espace « réel », souvent nommé « espace objet » en coordonnées 2D qui sont la projection du point 3D sur l'image, avec les coordonnées de l'espace « image ».

En assumant qu'une ligne traverse, sur la même droite, l'objet 3D réel avec ses coordonnées de l'espace « objet » (X, Y, Z), le centre de perspective de l'objectif de l'appareil photo (la lentille) et le point 2D sur l'image avec ses coordonnées de l'espace « image », alors il s'agit de décrire le passage d'un point 3D dans le système de coordonnées « objet » à un point 2D dans le système de coordonnées « image » (Figure 4) (Lane et al., 1994). Cette transformation de l'objet 3D en 2D (Figure 4), ainsi que de leurs systèmes de coordonnées associés s'expriment par les équations de colinéarité (Figure 4). Elles comprennent d'importants paramètres, à savoir la position du point principal de l'appareil photo (soit les coordonnées du centre de perspective de l'objectif) dans l'espace « objet » ( $X_0, Y_0, Z_0$ ) pour définir la translation, les éléments de la matrice de rotation ( $\Omega, \Phi, \kappa$ ) pour définir l'orientation et la distance focale ( $c$ ) comme facteur d'échelle (Lane et al., 1994 ; Regamey, 2013).



$$x = \frac{-c[r_{11}(X-X_0)+r_{21}(Y-Y_0)+r_{31}(Z-Z_0)]}{[r_{13}(X-X_0)+r_{23}(Y-Y_0)+r_{33}(Z-Z_0)]}$$

$$y = \frac{-c[r_{12}(X-X_0)+r_{22}(Y-Y_0)+r_{32}(Z-Z_0)]}{[r_{13}(X-X_0)+r_{23}(Y-Y_0)+r_{33}(Z-Z_0)]}$$

avec  $c$  : la distance focale de l'appareil photo  
 $r_{11}$  à  $r_{33}$  : les éléments de la matrice de rotation

**Figure 4 : Schéma explicatif du principe de la photogrammétrie.**

Il s'agit de la transformation de coordonnées 3D mesurées dans un espace « réel », souvent nommée « espace objet » en coordonnées 2D qui seront la projection du point 3D sur l'image (Lane et al., 1993).

En utilisant les positions de points cibles (ou points de contrôles) visibles sur au moins 2 images, mesurés sur les images  $(x, y)$  qui se chevauchent avec une redondance d'au moins 60% et dont les coordonnées de l'espace « objet » sont connues  $(X, Y, Z)$ , il est alors possible de déterminer la position et l'orientation de l'appareil photo (soit les paramètres externes) au moment de la prise, grâce à une procédure mathématique appelée « ajustement des faisceaux », plus connue sous son nom anglais de *bundle block adjustment* (BBA) (Lane et al., 1993).

L'ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment-BBA*) consiste à produire de manière optimale et simultanée une structure 3D ainsi que les paramètres d'orientation et de position de l'appareil photo (Triggs et al., 1999). Il est nécessaire d'avoir au minimum 3 points « de contrôle » avec les coordonnées de l'espace « objet » connues, pour déterminer les paramètres externes de l'appareil photo. Plus de points de contrôle sont utilisés pour améliorer le résultat de l'ajustement ainsi que pour évaluer sa précision (Chandler et Moore, 1989).

Si les paramètres externes (la position et l'orientation de l'appareil photo) sont connus, alors les équations de colinéarité permettent de calculer les coordonnées de l'espace objet (réel)  $(X, Y, Z)$  à partir de mesures des positions sur 2 images de points de contrôles (Lane et al., 1993).

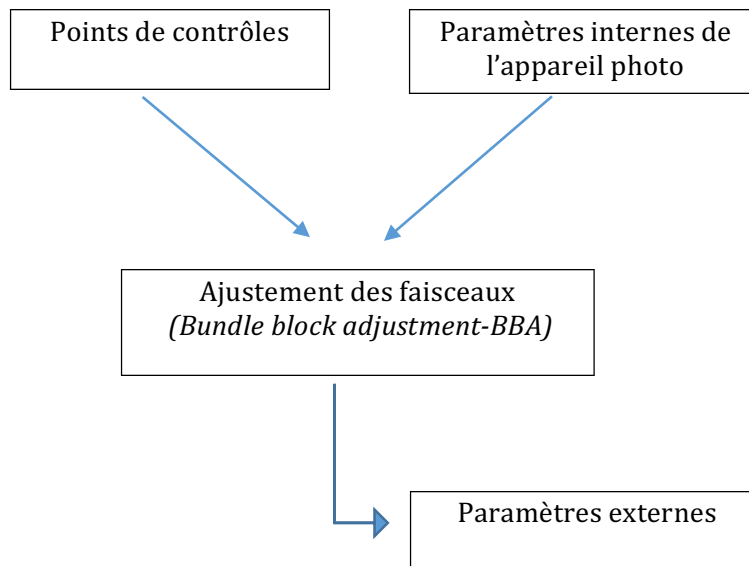
Lorsque cette étape a déterminé une solution satisfaisante, il est alors possible de calculer les coordonnées de l'espace objet en mesurant les coordonnées de l'espace image d'un quelconque point d'intérêt, pour autant qu'il soit présent sur au moins deux photographies (Chandler et Moore, 1989 ; Lane et al., 1993). Les points homologues peuvent alors être assemblés pour créer un nuage de points en 3 dimensions.

#### 4.4. Photogrammétrie conventionnelle : méthode analytique

Jusqu'à la fin des années 1990, l'utilisateur a dû procéder manuellement à l'association des points homologues entre les différentes images : il s'agit de la photogrammétrie analogue qui utilise une machine appelée *stereo-comparator* qui nécessite une bonne connaissance de la problématique afin d'identifier des points homologues.

Depuis la fin des années 1990, le développement des capacités informatiques a permis de passer à la photogrammétrie analytique. Elles ont permis de créer des algorithmes capables d'associer automatiquement les points homologues se trouvant sur différentes photographies, à l'instar de l'algorithme se basant sur les éléments, qui recherche des similitudes dans la structure des différentes images afin d'assembler ensuite les points correspondants (par ex. Stojic et al., 1998 ; Lane et al., 2000). La photogrammétrie digitale utilise des photographies scannées (par ex. : Keutterling et Thomas, 2006 ; Jordan et al., 2005), notamment lors de l'application de la photogrammétrie d'archive (par ex. : Gabbud et al., 2015) ou via des images numériques (Lane et al., 2000).

Les paramètres internes sont déterminés dans le rapport de calibration (fourni par l'opérateur des photographies) et utilisés conjointement avec les points de contrôles dans l'ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment (BBA)*) afin de déterminer les paramètres externes (Figure 5) (par ex. : Lane et al., 2000 ; Gabbud et al., 2015). Puis le logiciel calcule les coordonnées des points et recrée un modèle du terrain en 3D (par ex. Chandler et Moore, 1989 ; Lane et al., 1993 ; Micheletti et al., 2015a).



**Figure 5 : Schéma de la photogrammétrie conventionnelle**

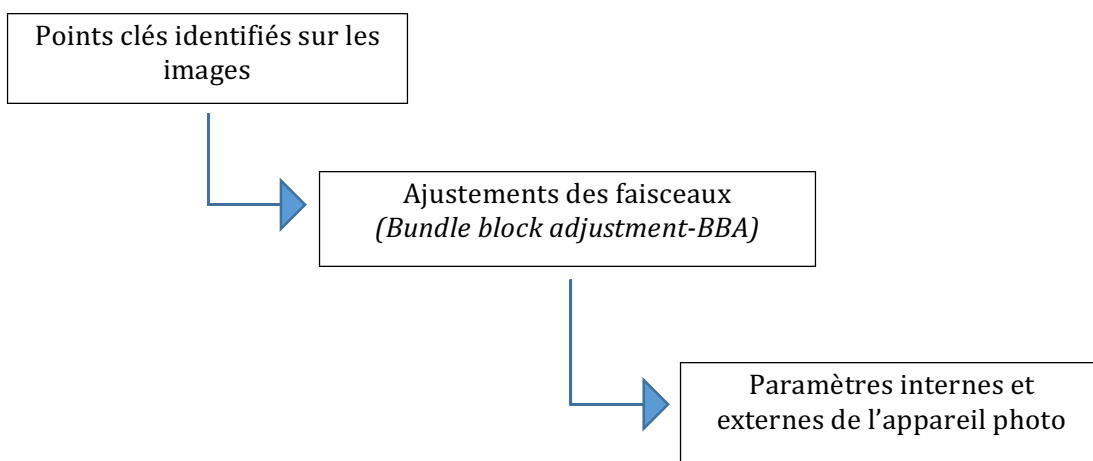
La photogrammétrie « conventionnelle » appelée « photogrammétrie analytique » utilise les points de contrôles et les paramètres de l'appareil photo pour effectuer l'ajustement des faisceaux et ainsi déterminer les paramètres externes.

#### 4.5. Photogrammétrie *machine vision* : la méthode « *Structure from Motion (SFM)* »

Tout comme la photogrammétrie conventionnelle, la méthode SFM se base sur des images aériennes se chevauchant. Le principe de cette méthode est similaire à celui de la photogrammétrie conventionnelle mais sa principale différence est l'utilisation d'une nouvelle génération d'algorithme pour assembler les images (*image matching*). Cette méthode a été développée grâce aux évolutions de la photogrammétrie et des capacités informatiques, soit la *computer/machine vision* (Fonstad et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015b). La photogrammétrie SFM calcule automatiquement les positions et orientations de l'appareil photo ainsi que ses paramètres à partir des photographies (Figure 6) (Lefeuvre, 2016).

Dans une première étape, les points clés (en anglais appelés *keypoints*) sont identifiés sur les différentes photographies, prises sous différents points de vue. Grâce à un algorithme puissant, la photogrammétrie SFM est capable de trouver et associer les éléments communs (points clés) des différentes photographies (Figure 6). Les logiciels SFM utilisent un gradient de couleur (*scale invariant feature transformation (SIFT)*) pour retrouver les points homologues, pourtant pris sous différents points de vue. Il s'agit de l'apport de la *machine vision* (Lowe, 1999 ; Fonstad et al., 2012 ; Micheletti et al., 2015b).

Un nombre important de points clés (>1000) est identifié sur les images (Fonstad et al., 2013). À partir des points clés associés, la photogrammétrie SFM (Figure 6) effectue l'ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment (BBA)*) : il s'agit de calculer de manière itérative, les paramètres internes et externes de chaque appareil photo (soit de chaque prise de vue) afin de minimiser la distance entre chaque point clé associé. La meilleure solution est trouvée quand la position des points clés et celle des points projetés en 3D convergent (Lefeuvre, 2016). La photogrammétrie SFM réalise ainsi une auto-calibration (*self-calibration*) des paramètres des appareils photos (paramètres internes) (James et Robson, 2014 ; Micheletti et al., 2015b). Ces étapes sont automatisées dans un processus SFM (Westoby et al., 2014).



**Figure 6 : Schéma de la photogrammétrie « SFM »**

La photogrammétrie SFM utilise détermine automatiquement les paramètres de l'appareil photo, à partir des points clés identifiés sur les images



À la fin de cette étape, il en résulte un nuage de points 3D avec les points clés ainsi que l'optimisation des paramètres de l'appareil photo (James et Robson, 2014). Le système de coordonnées est relatif à l'espace de l'image et non à un système de coordonnées réel. L'introduction de points de contrôle permet d'établir le modèle 3D dans un système de coordonnées connu pour définir l'échelle et le géoréférencement et ainsi d'extraire des informations métriques (Westoby et al., 2012 ; Fonstad et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015b). Finalement, le nuage de points créé et géoréférencé, est densifié par l'utilisation d'un algorithme *multi-view stereo matching* (Micheletti et al., 2015b ; Smith et al., 2016).

L'avantage de cette méthode réside dans l'automatisation des traitements photogrammétriques. Elle nécessite moins de connaissance en photogrammétrie et a un usage plus facile qui permet un gain de temps non négligeable (Fonstad et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015b). C'est pourquoi elle est particulièrement adaptée à l'étude de larges zones spatiales qui doivent être couvertes par un grand nombre d'images, tout en garantissant une résolution pertinente. Elle a déjà été appliquée en géomorphologie (Kääb et al., 2014 ; Nolan et al., 2015), lors d'études en hydrologie (Fonstad et al., 2013 ; Javernick et al., 2014 ; Dietrich, 2016) ou encore en glaciologie (Whitehead et al., 2013 ; Ryan et al., 2015).

Cependant, la méthode SFM requiert des images acquises depuis de nombreux points de vue différents afin d'acquérir une géométrie variée et ainsi permettre au logiciel de déterminer les paramètres exacts de l'appareil photo. Sinon le risque est de déterminer de mauvaises estimations des paramètres internes et externes qui se traduirait par des erreurs systématiques (Micheletti et al., 2015b)



## **5. Cas d'étude**

Afin d'évaluer les effets d'une canicule sur un glacier de vallée, la méthode SFM est appliquée sur le Haut glacier d'Arolla. Deux séries de photographies ont été acquises : une en septembre 2014 et l'autre en septembre 2015 afin de créer des MNTs, des orthophotos et un MNT de différence.

### **5.1. Site d'étude**

Orienté au Nord, Le Haut glacier d'Arolla est un glacier tempéré qui se trouve au fond du Val d'Hérens en Valais, dans la partie sud-ouest des Alpes. Le glacier prend source vers 3000m., dans un cirque glaciaire, délimité par la Vierge (3232m.) à l'ouest, par le Mont-Brûlé (3538m.) au Nord et par la Point de la Grand Arrête (3355m.) à l'Est. Le glacier s'écoule en direction ouest-nord-ouest, avant d'effectuer un virage de presque 90 degrés, autour du Rognon où se trouve le refuge des Bouquetins. Il s'écoule ensuite vers le Nord et passe au pied de Mont Collon (3636m.), sur sa rive ouest (rive gauche) (Figure 7). Sa surface représentait 3.46 km<sup>2</sup> en 2010 (Gabbud et al., 2016).

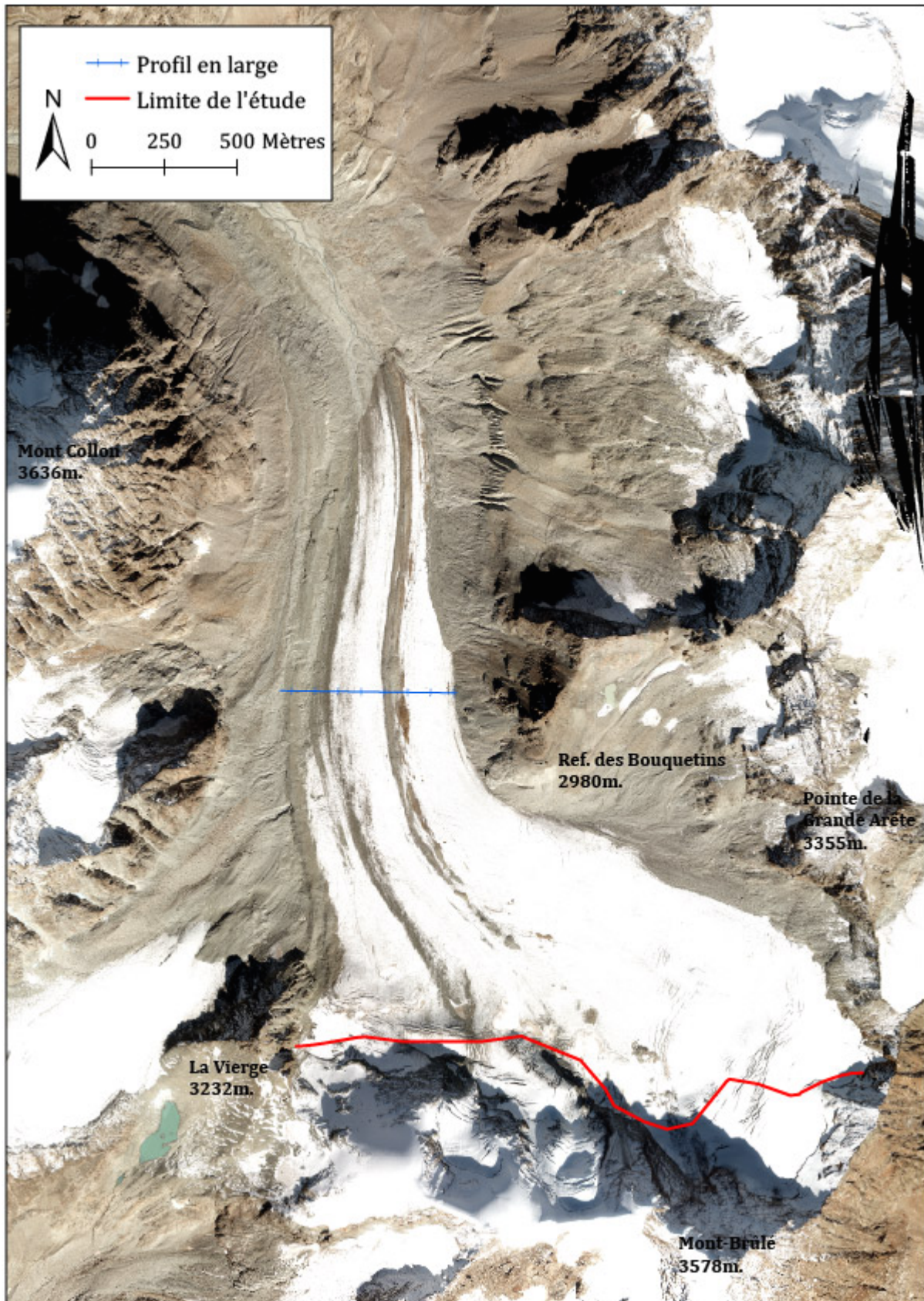
Il se trouve sous un climat tempéré avec des étés chauds et des hivers froids et relativement humides bien que ce paramètre soit fortement affecté par le relief voisin (Arnold, 2005).

Malgré les périodes climatiques favorables pour les glaciers au cours du 20<sup>e</sup> siècle, le Haut glacier d'Arolla a montré un recul continu du front (Zryd, 2001 ; Gabbud et al., 2016), contrastant avec les glaciers de la même vallée qui ont montré des signes d'avances lors des périodes plus fraîches (Rapports glaciologiques, 1881-2016).

Le Haut glacier ne fait pas partie du réseau suisse d'observation glaciaires (Glamos), c'est pourquoi il est particulièrement intéressant de définir sa dynamique. De nombreux glaciers voisins y sont par contre présents : le Bas glacier d'Arolla et le glacier de Tsijiore Nouve dans la même vallée et le glacier de Ferpècle et de Mont-Miné, dans la vallée voisine, à l'Ouest (Rapports glaciologiques, 1881-2016).

Le Haut glacier d'Arolla a fait l'objet de nombreuses recherches scientifiques, que ce soit sur l'hydrologie glaciaire (Sharp et al. 1993, Nienow et al.1998, Mair et al. 2002, Swift et al. 2004.), sur sa dynamique (Hubbard et al., 1998 ; Willis et al., 2003 ; Mair et al.,2008) ou sur les liens entre glacier et climat (Hubbard et al., 2000 ; Gabbud et al., 2016). Sharp et al. (1993) ont également déterminé le profil du soubassement rocheux ce qui permet de déterminer l'épaisseur de glace présente.

En aval du glacier se trouve une prise d'eau qui capte l'eau du bassin versant du Haut glacier pour l'envoyer dans le lac d'accumulation du barrage de la Grande Dixence, situé dans la vallée voisine, à l'Est.



**Figure 7 : Site d'étude**

Le secteur d'étude représente l'ensemble du Haut glacier d'Arolla, sans prendre en compte la partie en amont de la limite de l'étude, en rouge. Le profil en large utilisé pour le calcul du volume de glace perdu est représenté en bleu sur l'orthophoto de 2015.

## **5.2. Contexte climatique du cas d'étude : année 2014-2015**

L'évaluation de la réponse du Haut glacier d'Arolla a été étudiée pour l'année hydrologique 2014-2015. En effet, la réponse d'un glacier s'évalue sur l'année hydrologique qui court du 1<sup>er</sup> octobre au 30 septembre de l'année suivante. L'été 2015 a été caniculaire et permet d'évaluer la réponse d'un glacier alpin lors d'un tel évènement climatique.

L'année 2014 était une année chaude en terme de température annuelle moyenne (MétéoSuisse, 2015, 2016). L'automne est notamment le second automne le plus chaud depuis le début des mesures en 1864, avec un excédent thermique de 2.1°C par rapport à la norme de 1980 à 2010. La douceur automnale s'est prolongée durant le mois de décembre, avec de faibles quantités de neige en altitude (MétéoSuisse, 2015). Les températures froides et la neige sont arrivées à la fin du mois de décembre (MétéoSuisse, 2015). Le début de l'année 2015 a été, à nouveau, doux (MétéoSuisse, 2016) et le début de l'hiver 2014-2015 a été pauvre en neige (Huss et al., 2016). Au-dessus de 2000 m., l'épaisseur de neige a difficilement atteint la valeurs moyenne (Huss et al., 2016). La neige est arrivée plus tardivement et s'est maintenue jusqu'en juin (Huss et al. 2016). L'hiver 2015 a été chaud avec un excédent thermique de +0.7°C par rapport à la période 1980-2010, épargnant néanmoins les sommets alpins (MétéoSuisse, 2015). Les mois de novembre à mars ont tous montré des records de température, à l'exception de février (Huss et al., 2016).

L'été 2015 se classe au deuxième rang des étés les plus chauds depuis le début des mesures en 1864, derrière l'été caniculaire de 2003. Il présente un excédent thermique de +2°C à +2.5°C par rapport à la norme 1980-2011. Seul l'été 2003 était plus chaud, avec +1°C par rapport à celui de 2015 (MétéoSuisse, 2015). Les mois de plein été, soit juillet et août ont même été plus chaud que ceux de 2003, avec un excédent thermique de +2.7°C par rapport à la norme 1980-2011 contre un excédent thermique de +2.6°C pour juillet et août 2003 (OFEV, 2016). Une conséquence directe de la canicule est l'élévation de l'isotherme du 0°C qui s'est trouvé, en moyenne, à 3941m. d'altitude, durant les trois mois estivaux. Au début du mois de juillet et à la fin du mois d'août, cette limite a même atteinte 4000 à 4500m (OFEV, 2016).

L'été 2015 était caniculaire et de ce fait, permet d'évaluer la réponse d'un glacier alpin lors d'un tel évènement climatique. L'année 2015 est une année record par rapport aux températures. Il s'agit de l'année la plus chaude en terme de température moyenne annuelle avec un excédent thermique de +1.29°C par rapport à la norme de 1981 à 2010 (MétéoSuisse, 2015). L'année 2015 dépasse les précédentes années extrêmes, à savoir l'année 2014 avec +1.25°C et l'année 2011 avec +1.21°C par rapport à la norme de 1980 à 2011 (MétéoSuisse, 2015).

Quant aux précipitations, celles-ci étaient plus faible que la norme de 1980-2011. Le Nord des Alpes a reçu 60 à 80% des quantités établies par la norme, les Alpes 80 à 100% et le Sud des Alpes 70 à 95% (MétéoSuisse, 2015).



## 5.3. Création des MNTs et des orthoimages par photogrammétrie SFM

### 5.3.1. Pix4D

Pix4D est un logiciel permettant de créer des cartes et des modèles 2D et 3D à partir d'images acquises par drone. Il s'agit d'un logiciel suisse, créé par la compagnie du même nom à l'EPFL, en 2011 (Pix4D, [www.pix4d.com](http://www.pix4d.com)). Il fait partie des logiciels de photogrammétrie « *Structure from Motion (SFM)* », facilitant la tâche pour l'utilisateur. En effet, ce nouveau type de photogrammétrie fonctionne quasi automatiquement et ne nécessite qu'un nombre limité de paramètres à préciser (Visockiene et al., 2014 ; Gross, 2015 ; Micheletti et al., 2015b).

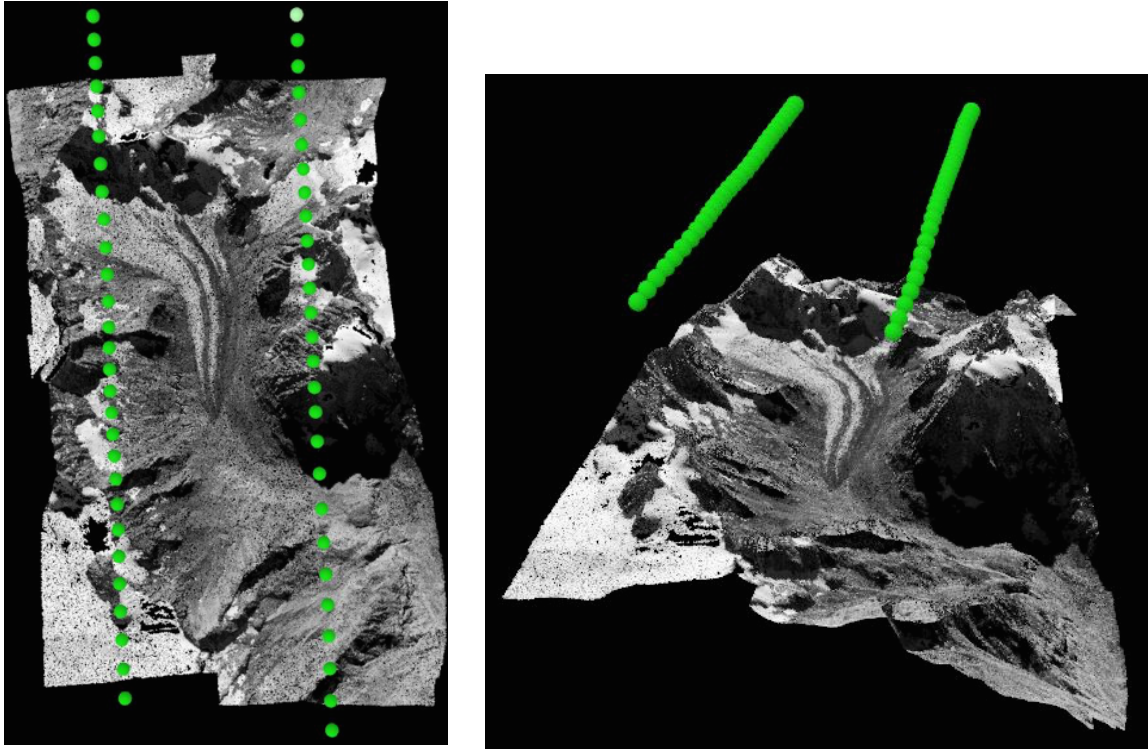
Pix4D a été utilisé pour traiter les images aériennes afin de créer des MNTs et des orthophotos. Ce logiciel est initialement conçu pour traiter des photographies acquises par drone, soit depuis de nombreux points de vue différents et sans calibration des photographies. Dans cette étude, il est utilisé pour traiter des photographies acquises par avion et par conséquent, avec un même point de vue. Les photographies sont ainsi planes (au contraire d'oblique) et la calibration de l'appareil photo, effectuée par l'opérateur, a déterminé les paramètres internes au préalable. Cet enjeu constitue un objectif du présent travail (voir 2.1 Objectif méthodologique).

### 5.3.2. Préparation des images

La première étape du traitement consiste à importer les images aériennes dans le logiciel Pix4D, toutes dans la même orientation. En effet, si une image est inversée, le logiciel n'arrive pas à trouver les éléments communs et peut créer des erreurs.

Les photos aériennes ont été prises par Flotron AG ([www.flotron.ch](http://www.flotron.ch)) depuis un petit avion. Deux vols ont été réalisés : un vol le 29 septembre 2014 et le second le 10 septembre 2015. Les images ont une haute résolution (0.17m). Les deux séries d'image présentent une géométrie parallèle et le plan de vol utilisé suit un tracé de type « nadir » (Figure 8). C'est-à-dire que les photographies regardent en direction du sol, de manière parallèle (Philpson et Philipot, 2012). Le vol a été effectuée à environ 5200m. d'altitude, fournissant un jeu d'images dont l'échelle est de 1 : 50'000.

Le model de l'appareil photo utilisé est *UltraCam X, S/N UCX-SX-1-30412527* et possède un rapport de calibration, fourni par *Vexcel Imaging GmbH*. Les paramètres d'orientation interne de l'appareil photo sont connus et sont précisés au logiciel dans les propriétés des images. En effet, il est possible d'éditer les paramètres de l'appareil photo et de préciser la dimension des capteurs (*sensor width and height*) à 67.824 x 103.896 mm., la distance focale (*focal length*) à 100.5 mm., les points principaux x et y ( $ppx = -288\mu$ ,  $ppy = 0\mu$ ) ainsi que les distorsions de l'appareil photo, soit aucune dans ce projet. Ces paramètres seront utilisés comme paramètres initiaux dans le traitement photogramétrique.



**Figure 8 : Plan de vol et géométrie des photographies**

Les photographies aériennes illustrées par les points verts ont été acquises selon un tracé de vol de type "nadir" à égale distance du sol. L'illustration est tirée de l'interface de Pix4D.

Des points de contrôle (*ground control points (GCPs)*) sont nécessaires afin de définir l'échelle, de géoréférencer les MNT et les orthoimages ainsi que de réduire les erreurs. Bien que la photogrammétrie « SFM » et le logiciel Pix4D ne requièrent l'usage de point de contrôle (*ground control points-GCPs*) que pour établir le nuage de points dans un système géoréférencé (orientation absolue), Pix4D suggère lui d'utiliser des points de contrôles dès le début du traitement (Küng et al., 2011 ; Pix4D support site, 2012-2017 ; Micheletti et al., 2015 ; Gross, 2015).

Les mesures des points de contrôles ont été effectuées sur le terrain avec un GPS différentiel (dGPS) qui comprend un récepteur fixe, soit la base et un récepteur mobile. Le dGPS utilisé est le *Trimble R10 GNSS/GPS/Glonass*. Un total de 105 points de contrôles a été mesuré sur le terrain, dont la précision moyenne est de 25 cm. Le système de coordonnées utilisé est CH1903+LV95.

51 points ont été mesurés au cours d'une campagne de terrain réalisée en septembre 2014 pour l'étude de Gabbud et al., (2016). Ils ont été complétés par 54 points mesurés en 2015. Les points de contrôles ont été mesurés dans des zones stables dans le temps, en général sur de gros blocs facilement identifiables. Les points de contrôles sont localisés au sein de la marge pro-glaciaire principalement. Afin d'augmenter le nombre de point de contrôle, des cibles (sac poubelle serti d'un X blanc) ont été déposés dans les zones stables de la marge pro-glaciaire ainsi que sur la partie frontale du glacier durant l'été 2015. Cependant, ces cibles ont été très difficiles à identifier sur les images aériennes du fait de leur relative petite taille.

### 5.3.3. Traitements des images

Une fois les données importées et préparées, le traitement des images, appelé *local processing* peut être effectué. Le logiciel Pix4d permet de créer un nuage de points, une orthoimage et un Modèle Numérique de Terrain (MNT), par ce processus en 3 étapes.

La première étape (*1. Initial processing*) consiste en l'extraction et l'association de points clés afin de déterminer la calibration de l'appareil photo et l'orientation externe (Tableau 1). Le logiciel identifie automatiquement sur plusieurs images les points communs (*key points*) qui sont alors associés. À partir des éléments associés, le logiciel effectue l'ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment (BBA)*) et une triangulation afin d'estimer les paramètres internes et externes de l'appareil photo, pour chaque image. Pix4D est capable de déterminer les paramètres de calibration de la camera de manière automatique grâce à un algorithme qui extrait l'information de chaque pixel. Le logiciel requiert uniquement que le modèle d'appareil photo lui soit spécifié et à partir de cela, ses paramètres seront optimisés (Pix4D support site, 2016 ; Küng et al., 2011 ; Visockiene et al., 2014 ; Gross, 2015).

**Tableau 1: Paramètres de l'étape « initial processing »**

Les paramètres utilisés lors de la première étape *initial processing* du traitement Pix4D.

<b>1. Initial Processing</b>	<i>General</i>	<i>Keypoint image scale -&gt; custom : half image scale</i>  <i>Output-&gt; generate Orthomosaic Preview in quality report</i>
	<i>Matching</i>	<i>Matching image paires-&gt; aerial grid or corridor</i>
	<i>Calibration</i>	<i>Targeted number of keypoints-&gt; automatic (default)</i>  <i>Calibration-&gt; all internal and all external parameter optimization</i>  <i>Rematch-&gt;Automatic (default)</i>  <i>Output-&gt; Camera Internals and Externals , AAT ; BBA</i>

L'échelle des images permet de définir la taille de l'image qui est utilisée pour extraire les points clés (*Keypoint image scale*). Elle a été spécifiée à une demi (1/2) afin d'accélérer le traitement (Tableau 1). En effet, l'aire d'étude est grande (~ 24km<sup>2</sup>) et cette échelle permet d'accélérer le processus et d'alléger le poids des outputs.

Les options liées aux paramètres de calibration (Tableau 1) ont été définies de manière à ce que le logiciel trouve les meilleures estimations pour les paramètres internes et externes de la caméra (*Calibration-> all internal and all external parameters optimization*). Cela correspond à effectuer une photogrammétrie « SFM » où le logiciel fonctionne de manière automatique et cherche à optimiser les paramètres initiaux de l'appareil photo.



La deuxième étape (2. *Point cloud and mesh*) (Tableau 2) crée un nuage de points en trois dimensions ainsi en se basant sur les paramètres de l'appareil photo calculé lors de la première étape.

**Tableau 2 : Paramètres de l'étape « *point cloud and mesh* »**

Les paramètres utilisés lors de la deuxième étape *Point cloud and mesh* du traitement Pix4D.

<b>2. <i>Point cloud and mesh</i></b>	<i>General</i>	<i>Image scale : ½ (half image size, default)</i>  <i>Point density : <b>high</b></i>  <i>Minimum number of match : 3</i>  <i>Output : <b>LAS, XYZ delimiter space</b></i>
	<i>Advanced</i>	<i>Points Cloud filters : <b>Use densification area/ Use annotations</b></i>

Les paramètres de la deuxième étape sont les valeurs par défaut, seul le paramètre contrôlant la densité de point a été modifié (Tableau 2). Il a été défini à « haut » afin d'améliorer l'aspect visuel du model 3D et d'avoir assez de points.

Finalement, la dernière étape (3. *DSM, orthomosaic and index*) génère un MNT et une orthoimage. La méthode utilisée pour générer le MNT est la triangulation (Tableau 3).

**Tableau 3: Paramètres de l'étape « *DSM, Orthomosaic and Index* »**

Paramètres utilisés pour la troisième étape d'analyse : *DSM, Orthomosaic and Index*

<b>3. <i>DSM, orthomosaic and Index</i></b>	<i>DSM and orthomosaic</i>	<i>Resolution-&gt; <b>automatic</b></i>  <i>DSM filter -&gt;use <b>noise filtering / Use surface smoothing type sharp</b></i>  <i>Raster DSM-&gt; <b>GeoTIFF, method : triangulation ; merges tiles</b></i>  <i>Orthomosaic -&gt; <b>GeoTIFF, Merges Tiles</b></i>
	<i>Additional outputs</i>	<i>Grid DSM-&gt; <b>XYZ delimiter comma</b></i>

### 5.3.4. Optimisation des MNTs

Pour améliorer la qualité et la précision des MNTs, les points de contrôles (GCPs) sont introduits sur les photographies. Dans un premier temps, seuls trois points de contrôles (GCPs) sont été identifiés avant d'effectuer uniquement la première étape de l'analyse (*1. Initial processing*). Celle-ci consiste en l'extraction de points clés sur les images afin de calculer l'orientation interne et externe de l'appareil photo.

Une fois cette étape réalisée, tous les points de contrôles identifiables sont marqués sur les images dans Pix4D. Après avoir effectué une première fois l'analyse en entier, (les étapes 1, 2 et 3), il est important de contrôler la qualité des résultats. Pix4D génère automatique un rapport (*quality report*) qui résume la qualité du projet, les paramètres utilisés lors des différentes étapes et donne une appréciation sur les données qui ont été générées.

Le premier tableau du rapport (Figure 9) permet de contrôler la qualité du projet et donne déjà une appréciation dont le barème est fixé par le logiciel. Il y a trois appréciations possibles : bon, moyen, mauvais. L'idéal est d'avoir tous ces paramètres jugés bons. Pour cela, plusieurs traitements entiers sont nécessaires afin de corriger et améliorer certains paramètres.

🔍 Images	median of 71030 keypoints per image	✅
🔍 Dataset	49 out of 49 images calibrated (100%), 47 images disabled	✅
🔍 Camera Optimization	0% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✅
🔍 Matching	median of 48740.9 matches per calibrated image	✅
🔍 Georeferencing	yes, 15 GCPs (15 3D), mean RMS error = 0.256 m	✅

**Figure 9 : Exemple de « quality check »**

Le tableau du contrôle de qualité « Quality check » est produit dans le rapport de qualité et permet d'évaluer rapidement la qualité du projet issu de Pix4D.

La première information, « *images* », permet de se rendre compte du contenu visuel des images utilisées, en indiquant la valeur médiane du nombre de points clés par images. La seconde information « *dataset* » renseigne sur le nombre d'image qui ont été utilisées dans un seul ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment*) pour la reconstruction du modèle 3D. Si plusieurs ajustements des faisceaux (*bundle block adjustment-BBA*) ont été nécessaires, leur nombre est indiqué. Ce tableau donne également la qualité de l'optimisation des paramètres de l'appareil photo (*Camera optimization*). Il s'agit du pourcentage de différence entre la distance focale initiale manuellement insérée et celle optimisée. L'information exprimée par « *matching* » correspond à la valeur médiane de paires de points assemblés par images calibrées : il s'agit du nombre de points clés 2D qui ont été associés, par image. Quant à la précision globale du projet (*georeferencing*), elle est évaluée par la mesure de la différence entre les coordonnées modélisées et les coordonnées des points de contrôles mesurés, exprimée par l'erreur quadratique moyenne (*RMSE : root mean square error*). Les valeurs relatives aux différentes appréciations sont spécifiées dans les résultats (voir 6.1.1).

Les points de contrôles identifiés dont l'erreur est supérieure à 1m ont été retirés du projet afin de minimiser l'erreur. Le but est d'obtenir des paramètres de la camera (paramètres internes et

externes) les plus précis possible. Pix4D évalue la qualité du géoréférencement en fonction de l'erreur des GCPs, par rapport à la distance d'échantillonnage au sol (*ground sampling distance*). Celle-ci se définit comme la distance entre les centres de deux pixels voisins. Comme les images utilisées ont une haute résolution (0.17m), il est important de fixer une limite stricte à l'erreur des GCPs afin d'obtenir des modèles précis. La qualité du géoréférencement est jugée bonne lorsque l'erreur moyenne (*mean RMSE = root mean square error*) est inférieure à deux fois la valeur de la distance au sol (*ground sampling distance*) (Pix4D, 2012-2017).

Une fois les mauvais points retirés, il est nécessaire d'effectuer à nouveau le traitement en entier et de contrôler à nouveau la précision des points de contrôles (GCPs). Quand cette étape est effectuée, il peut être nécessaire d'ajouter des *tie points* pour améliorer la qualité et la précision. Les *tie points* sont des points de contrôles supplémentaires, qui sont identifiés manuellement sur les photographies aériennes sur l'interface du logiciel Pix4D. Bien que le nombre de points de contrôle (GCPs) n'ait pas une grande influence sur la qualité des MNTs, la répartition de ceux-ci dans la zone d'étude est un facteur important. La mauvaise distribution des points de contrôles est un problème récurrent lors de la création de MNT. Il peut être difficile de mesurer les coordonnées des points dont l'accès est compliqué, comme c'est souvent le cas en haute montagne (Lane et al., 2003 ; Barrand et al., 2009 ; Gabbud et al., 2016).

Afin d'avoir une distribution homogène des points de contrôles (GCPs) dans toute la zone d'étude et d'améliorer la précision des modèles, plusieurs *tie points* ont été identifiés manuellement dans les zones plus difficiles d'accès où les points de contrôles manquaient. Le logiciel est capable de définir les coordonnées de ces points à partir des points de contrôles initiaux. Ainsi des points de contrôle fictifs ont été identifiés sur des zones considérées stables dans le temps, comme un gros bloc ou un élément rocheux distinctif.

Une fois les *tie points* marqués, il est nécessaire d'effectuer le traitement en entier pour corrélérer les *tie points* et les points de contrôle. Les points ayant une erreur supérieure à 1m pour les points de contrôle et à 1 pixel pour les *tie points* ont été retirés afin de minimiser l'erreur. Lorsque des points sont retirés de l'analyse, il faut à nouveau effectuer le traitement en entier afin de contrôler la qualité des points restants. Il se peut que celle-ci change entre plusieurs traitements. Cette étape de contrôle peut s'arrêter quand les points de contrôle présentent une erreur inférieure à 1m, les *tie points* une erreur inférieure à 1 pixel et l'erreur quadratique moyenne du projet (*root mean square error (RMSE)*) jugée bonne (soit quand la valeur est inférieure à la distance au sol moyenne entre deux pixels consécutifs).

Le rapport de qualité renseigne également sur le nombre d'images se chevauchant pour chaque pixel ainsi que sur la qualité de l'ajustement des faisceaux (*bundle block adjustment*) (BBA). Celui-ci peut s'évaluer à partir de l'erreur quadratique moyenne du projet (*RMSE*) et de l'erreur moyenne de reprojection (Bakker et Lane, 2016). L'erreur de reprojection représente la distance entre le point clé marqué et celui reprojeté après les calculs de coordonnées (Pix4D, 2012-2017).

Le nombre de points clés 2D observés et celui de points 3D utilisés pour le BBA sont donnés dans le rapport de qualité ainsi que la comparaison des paramètres internes (distance focale, principal point x, principal point y, distorsions radiales et tangentielles) initiaux et optimisés.

### 5.3.5. Création d'un MNT de différence

La photogrammétrie est capable d'extraire un grand nombre d'information à partir des photographies et permet d'obtenir des données qui ne sont pas directement mesurables sur le terrain. En effet, en comparant deux MNTs de périodes différentes, il est possible d'évaluer les changements qui ont eu lieu entre temps (Micheletti et al., 2015a). En glaciologie, cette méthode est souvent utilisée afin de déterminer les changements dans la hauteur de glace (Paul et al., 2008 ; Barrand et al., 2009 ; Fischer et al., 2014), de modéliser le bilan de masse (Kääb, 2001) et d'évaluer la réponse glaciaire (Gabbud et al., 2016).

Dans cette étude, l'objectif est de quantifier les changements du glacier qui ont eu lieu lors d'une année caniculaire, en comparant les MNTs de 2014 et de 2015, créés avec Pix4D. Le MNT de différence se calcule en soustrayant le MNT 2014 au MNT 2015 afin de mettre en évidence les changements positifs, respectivement négatifs, et les zones stables au cours du temps. Pour ce faire, les MNTs ont été ouverts sur ArcGIS, un logiciel d'information géographique de la société Esri ([www.esri.com](http://www.esri.com)). Les changements dans le volume ont été calculés à partir de l'outil « calculatrice raster ».

Malgré la bonne qualité des MNTs, il y a inévitablement une imprécision qui perdure et crée des erreurs. Celles-ci vont se retrouver au fil de chaque étape et sont particulièrement visibles lors de la création d'un MNT de différence (Lane et al. 2004, Lane et al. 2016). Deux types d'erreurs sont possibles : (1) l'erreur systématique (ou une erreur aléatoire dans l'ajustement des faisceaux (BBA)) qui provoque une erreur systématique dans la surface (par exemple un tilt) et (2) l'erreur aléatoire qui est liée à la précision des mesures des points de contrôles (Lane et al., 20014).

La précision de ces points n'étant pas nulle, il existe un seuil en dessous duquel les changements dans le volume (soit en Z) ne peuvent pas être déterminés avec précision. L'incertitude dans la magnitude des changements détectables se base sur la précision des points (Lane et al., 2003 ; Gabbud et al., 2016). Une limite de détection (Ldd), avec 95% de confiance peut être calculée et se définit comme (Lane et al., 2003) :

$$Ldd = 1.96 * \sqrt{(\sigma_{2014})^2 * (\sigma_{2015})^2} \quad [1]$$

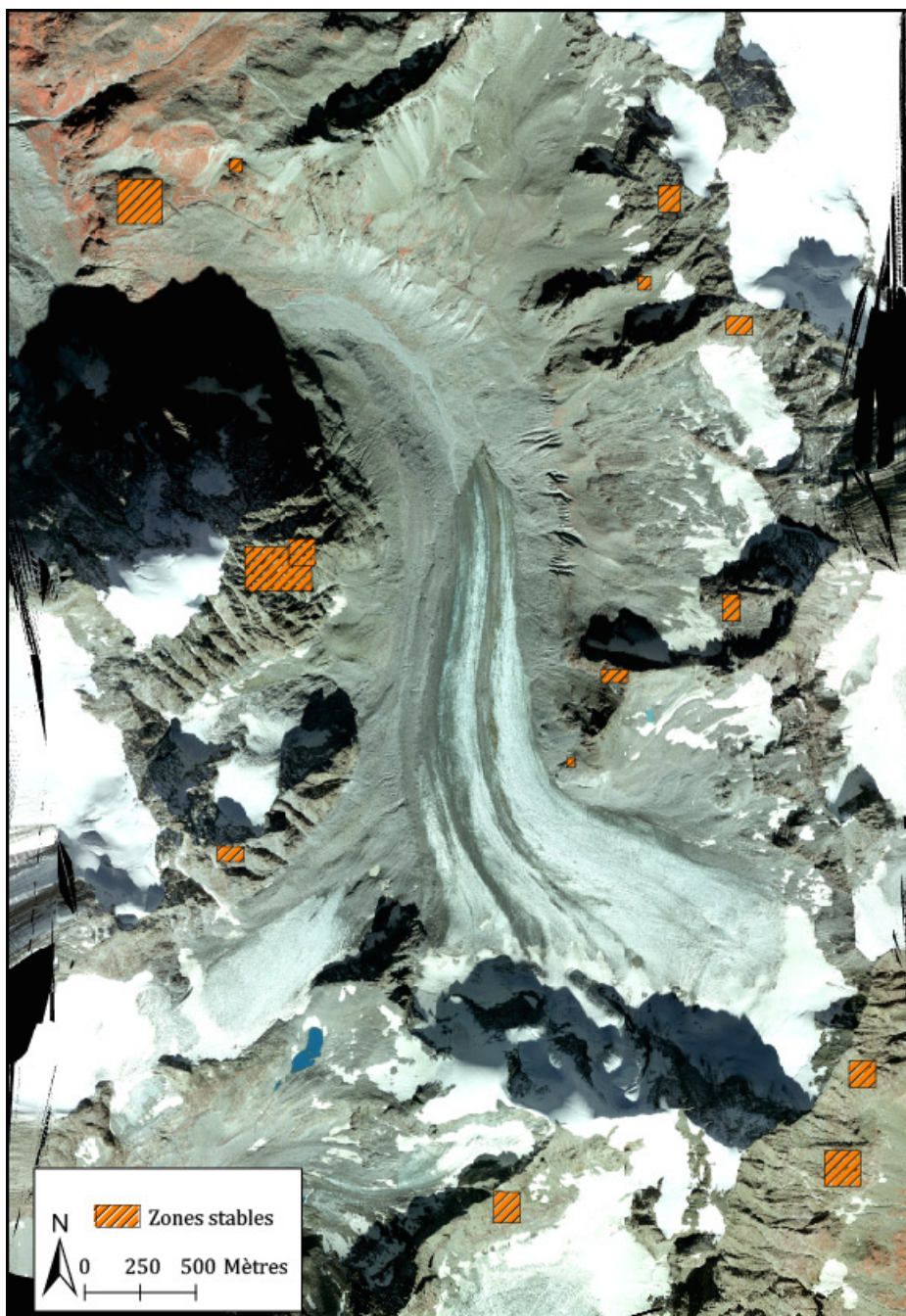
Lors de la première ébauche, le MNT de différence calculé sur ArcGIS présentait une erreur systématique importante (un *tilt*) (Lane et al., 2004) orienté est-ouest, dans les changements de volume. Cette erreur conduit à avoir de l'accumulation ou de l'ablation dans des zones stables, ne présentant aucun changement, comme de la roche en place (Voir 6.1.2). Afin de pouvoir évaluer les changements dans le volume, il est nécessaire de corriger ce *tilt*. Pour cela, il faut ajuster un MNT par rapport à l'autre afin que les zones stables soient bien superposées les unes aux autres.

### 5.3.6. Correction du MNT de différence

Afin de corriger un MNT, un *multi-station adjustment* (MSA) a été réalisé avec le logiciel RiSCAN PRO 2.0 RIEGL's (©RIEGL Laser Measurement Systems GmbH 2017). Cette méthode va corriger les coordonnées et l'orientation d'un MNT par rapport à l'autre, sur la base de zones stables sélectionnées pour réaliser le MSA (Lane et al., 2016). Le choix des zones stables est une étape importante car elles vont fortement influencer la qualité de l'ajustement.

Il est important que ces zones ne présentent ni neige, ni ombre, ni secteurs instables, qu'elles soient de taille pertinente et bien réparties dans l'espace (Figure 10). En haut montagne, la disponibilité de telles zones est limitée. En se basant sur 14 zones stables (Figure 10), le MNT 2015 a été corrigé par rapport à celui de 2014, utilisé comme MNT « de référence ». En effet, il semble plus précis que celui de 2015 (Voir 6.1.1).

Les zones stables (Figure 10) sont sélectionnées sur Pix4D avec l'outil *clip box*. Le nuage de points de chaque zone est exporté avec les coordonnées séparées par des virgules. Chaque nuage de points exporté présente plusieurs milliers de points. Afin d'avoir suffisamment de données (de points) pour l'ajustement, la densité de point a été définie comme haute (Tableau 2).



**Figure 10 : Zones stables**

Au total, 14 zones stables ont été utilisées pour l'ajustement sur Riscan, représentées par les carrés oranges sur l'orthophoto de 2014



Il a été nécessaire d'adapter les coordonnées, celles-ci étant trop hautes pour être correctement visualisées sur le logiciel Riscan Pro qui, possédant son propre système de coordonnées, prend comme point de référence [0 ;0 ;0] la tête de l'instrument. Pour cela, les coordonnées X et Y des zones stables ont été réduites (X=-600'000 et Y=-88'000) à l'aide d'un script Matlab (© 1994-2016 The MathWorks, Inc.). Une fois les coordonnées modifiées, les zones stables de 2014 et 2015 ainsi que le MNT 2015 sont importés sur Riscan Pro en créant deux *scans* : un pour 2014 et un pour 2015. Dans chaque *scan*, les zones stables respectives sont importées.

Riscan Pro est capable de déterminer les points correspondants en détectant le point le plus proche de l'autre nuage de points et ceci, pour chaque point de chaque *scan*. La première étape consiste à préparer les données, en effectuant un *plane patch filter (PPA)* sur les nuages de points utilisés. Cette opération va chercher des zones planes dans le nuage de points en utilisant un algorithme qui fonctionne en plusieurs étapes :

- a) Chaque nuage de points est divisé en cubes de même taille
- b) Pour chaque cube, l'algorithme essaie d'estimer la meilleure zone plane à partir des points contenus dans le cube, en utilisant la méthode des moindres carrés.
- c) Si l'écart type de la distance normale entre tous les points et la zone plane est inférieure au paramètre « erreur plane maximum (mètres) » (*maximum plane error*), alors un plan est créé.
- d) Si cette valeur est supérieure au paramètre « erreur plane maximum (mètres) », le cube initial est alors subdivisé en 8 cubes plus petits et l'algorithme cherche à nouveau la meilleur zone plane.
- e) L'opération se termine soit quand un plan valide est trouvé, soit quand le nombre de points par cube est inférieur au paramètre « nombre minimum de point par plan » (*min. number of points per plane*) ou quand la taille du cube est inférieure au paramètre taille de recherche de « taille minimale du cube (mètres) » (*min. search cube size*) (RIEGL Laser Measurement Systems, 2017).

Le nombre de points minimum par plan (*min. number of points per plane*) est le paramètre ayant la plus grande influence sur l'ajustement (Kennedy, 2013). Un nombre faible de points signifie une grande quantité de données (de points) pour l'ajustement et un nombre haut signifie peu de données. Il s'agit de trouver un bon compromis entre la rapidité du traitement et sa précision.

Pour cela, la valeur de 5 points par plan a été choisie puisqu'elle permet d'une part de garder un nombre suffisant de données pour l'ajustement et d'autre part, le temps de traitement est assez rapide. La visualisation des nuages de points après le *plane patch filter* permet également de se rendre compte de la densité des nouveaux nuages de points. Les paramètres de *maximum plane error*, de *minimum search cube size* et *maximum search cube size* sont définis respectivement à 0.02 (m.), 0.064 (m.) et 32.768 (m.) (Kennedy, 2013 ; RIEGL Laser Measurement Systems, 2017).

Les nuages de points sont prêts pour le MSA. Le *scan* 2014 est verrouillé afin que la position et orientation des nuages de points ne changent pas puisqu'il s'agit de l'année de référence. Le *scan*

2015 va alors s'ajuster sur le *scan* de 2014. Le MSA fonctionne de manière itérative. Il va modifier la position et l'orientation du *scan* jusqu'à ce que l'erreur soit minimisée.

Le logiciel va chercher dans un rayon donné (*search radius* (mètre)) les points correspondants du *scan* à corriger, ici l'année 2015. Avec la méthode « des points le plus proches » (*all nearest points*), chaque point sera vérifié à partir d'un ensemble contenant les points les plus proches. Quand le changement minimum de l'erreur 1 (*minimum change of error 1*) est atteint, le processus itératif s'arrête et recommence ensuite jusqu'à atteindre le changement minimum de l'erreur 2 (*minimum change of error 2*). Certains paramètres sont affinés après les traitements dans le but de réduire l'erreur, alors que d'autres sont gardés identiques sur l'ensemble des traitements. Il s'agit des paramètres ayant une influence moins importante (Kennedy, 2013) :

- *Maximum tilt angle* est gardé à 5 degrés. Il s'agit de l'angle entre deux plans, en dessous duquel les plans sont jugés correspondants.
- *Outlier threshold* est gardé à 2. Après que la valeur « *min. change of error 2* ait été atteinte, les points éloignés sont retirés. La distance pour les juger éloignés doit être supérieur à la valeur de *outlier threshold* multipliée par l'erreur (écart-type).
- *Calculation mode - robust fitting* : défini de quelle manière l'erreur est calculée. *Robust fitting* utilise la distance absolue entre les points correspondants. (RIEGL Laser Measurement Systems, 2017)

Dans un premier temps, le rayon de recherche (*search radius*) ainsi que les changements minimums des erreurs 1 et 2 (*minimum change of error 1/2*), sont déterminés de manière large (Annexe 1). Après un premier traitement, ces paramètres sont affinés jusqu'à obtenir un écart-type le plus réduit possible. Quatre traitements ont été réalisés jusqu'à minimiser l'erreur au maximum. En effet, si le rayon de recherche est encore réduit, cela peut augmenter à nouveau l'erreur car un nombre peu significatif de points est utilisé.

Une fois l'ajustement sur Riscan Pro jugé bon, les deux scans sont exportés sous la forme de deux nuages de points.

### 5.3.7. Interpolation des nuages de points corrigés

Pour retrouver des MNTs à partir des nuages de points, une interpolation doit être réalisée. Le logiciel utilisé pour cette étape s'appelle Surfer (© 2017 Golden Software) et va permettre de faire une interpolation spatiale des points sur une grille régulière. Chaque nuage de points est interpolé séparément.

La première étape consiste à importer le nuage de points sur Surfer et de préciser quelle colonne contient quelle coordonnée (X, Y, Z). Pour chaque nuage de points, le périmètre, (soit  $X_{\min}$ ,  $X_{\max}$ ,  $Y_{\min}$  et  $Y_{\max}$ ) doit être défini à l'identique afin d'avoir deux MNTs aux mêmes dimensions. La résolution du MNT est déterminée par l'espacement de la grille. Il a été mis à 2m. pour un premier essai. Quand ces paramètres sont définis, il faut déterminer la méthode par laquelle le logiciel va interpoler le nuage de points. Diverses méthodes sont possibles et celle du krigeage a été choisie. Cette méthode d'interpolation applique une fonction à chaque point afin de d'exprimer les

tendances exprimées par les valeurs Z (Gabbud et al., 2015). Une fois l'interpolation terminée, les deux MNTs peuvent être visualiser et combiner sur ArcGIS pour créer un nouveau MNT de différence.

### 5.3.8. Photogrammétrie « hybride »

Malgré la correction du *tilt* avec Riscan Pro, le MNT de différence présente toujours un biais important ne permettant pas de l'utiliser pour l'évaluation des changements du glacier (Figure 16). Afin de corriger ce problème, une nouvelle méthode a été testée : la photogrammétrie hybride (Figure 11).

La photogrammétrie SFM utilisée dans un premier temps a été modifiée : lors de la première étape du traitement des images (*1. Initial processing*), le logiciel Pix4D cherche à optimiser les paramètres internes de l'appareil photo à partir des paramètres initiaux qui lui ont été spécifiés (Tableau 1). Afin de corriger le *tilt*, il a été imposé au logiciel de garder les valeurs spécifiées des paramètres de l'appareil photo (Tableau 4).

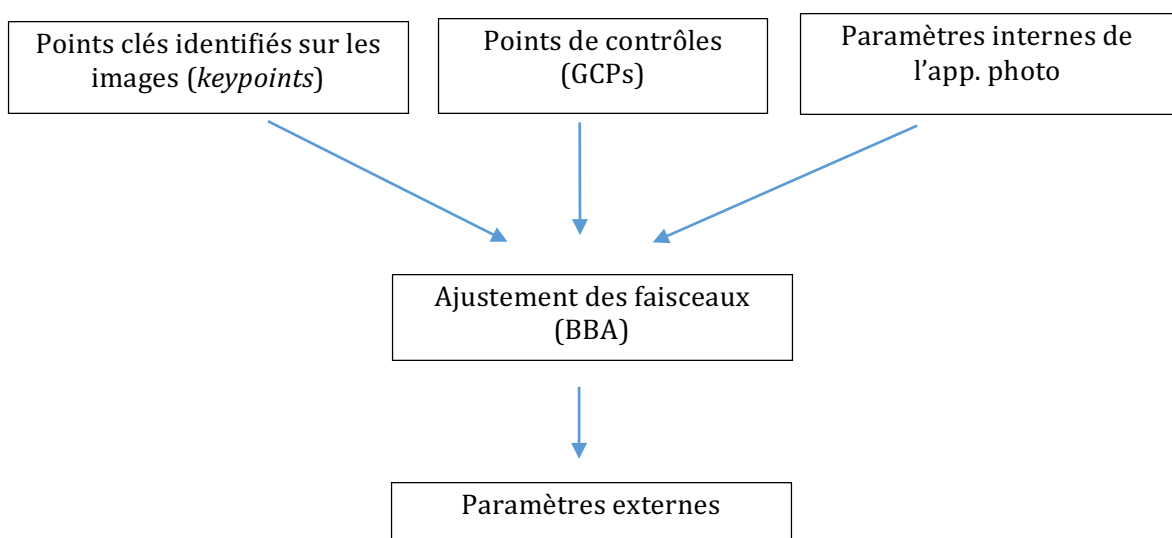
Cette méthode a été appelée photogrammétrie hybride (Figure 11) puisqu'elle fonctionne principalement selon la méthode SFM, à l'exception de la détermination des paramètres internes qui sont imposés, comme dans un processus de photogrammétrie dite classique. Sur l'interface de Pix4D, il est possible de lui imposer les paramètres internes de l'appareil photo dans les options de calibration, lors de la première étape de l'analyse (Tableau 4). Ainsi le logiciel n'optimise pas les paramètres internes de l'appareil photo.

**Tableau 4 : Paramètres pour la photogrammétrie hybride**

Les paramètres de la première étape du « *local processing* » à modifier pour effectuer la photogrammétrie hybride

<i>1. Initial Processing</i>	<i>Calibration</i>	<i>Camera optimization : <b>None</b> internal parameters optimization and <b>All</b> external parameters optimization</i>
------------------------------	--------------------	---

Le principe de la photogrammétrie hybride peut se résumer par le schéma suivant (Figure 11) :



**Figure 11 : Schéma de photogrammétrie « hybride »**

La photogrammétrie hybride est un mélange entre la photogrammétrie analytique et « Structure from Motion ».



### 5.3.9. Nouveau MNT de différence et correction

Après la création de MNTs à partir de la photogrammétrie hybride (Figure 11), un MNT de différence a, à nouveau, été déterminé sur ArcGIS. Bien que le *tilt* soit réduit, il est toujours présent de manière linéaire entre le nord-est et le sud-ouest du périmètre d'étude (Figure 17).

Pour le corriger, une autre méthode de correction que le *multi-station adjustment (MSA)* a été utilisée. Cette méthode se base sur une script Matlab permettant d'exprimer l'erreur sous la forme d'une fonction qui se base sur les coordonnées de points stables.

Afin de déterminer la fonction de correction, les coordonnées de points stables ont été relevées (41 points stables au total) sur le logiciel ArcGIS. Le but étant de corriger le *tilt* aux altitudes du glacier, les points stables ont été identifiés dans la marge pro-glaciaire. Comme le *tilt* influence les changements de hauteur, les coordonnées X et Y sont semblables pour les deux projets mais la coordonnée Z est différente entre les deux années, pour la même paire de coordonnées X et Y d'un point stable (Tableau 5).

**Tableau 5 : Coordonnées des points stables**  
Exemples des coordonnées des points stables utilisés pour déterminer l'erreur en Z.

Id	X	Y	Z <sub>2014</sub>	Z <sub>2015</sub>
1	605'496.97	93'243.04	2'536.89	2'537.17
2	606'082.34	93'136.21	2'554.57	2'553.42
3	606'200.39	93'033.57	2'555.20	2'554.43

S'agissant d'un tilt linéaire (Figure 17), il est possible d'exprimer l'erreur en Z en fonction de X et Y. Une fonction Matlab a permis de déterminer cette relation et les paramètres associés afin d'exprimer l'erreur en Z ( $E_{(Z_{2015} - Z_{2014})}$ ) par rapport aux coordonnées X<sub>2014</sub>, Y<sub>2014</sub> et Z<sub>2014</sub>. Cette relation s'exprime comme :

$$E_{(Z_{2015} - Z_{2014})} = a(0) + (X_{2014} * a(1)) + (Y_{2014} * a(2)) + (Z_{2014} * a(3)) \quad [2]$$

Avec les paramètres a(0) = -1423.358  
a(1) = 0.001995  
a(2) = 0.002246  
a(3) = 0.002209

Cette relation a été calculée pour les 41 points stables (Tableau 6). Le fichier de points incluant cette relation a été importé sur ArcGIS. À partir de cette couche, la fonction « tendance » a été appliquée. Elle permet d'ajuster une surface par rapport aux points d'échantillonnage, en l'occurrence les 41 points stables avec l'erreur comme valeur de Z. Il en résulte une nouvelle couche de points avec l'erreur  $E_{(Z_{2015} - Z_{2014})}$ . L'outil « tendance » a été utilisé afin d'interpoler cette couche de point sur l'ensemble du secteur.

Cette nouvelle couche, comprenant l'erreur  $E_{(z_{2015} - z_{2014})}$  est ensuite additionnée au MNT 2015 avec l'outil « calculatrice raster » dans le but de corriger le MNT 2015. Il est alors possible de calculer un nouveau MNT de différence entre le MNT 2014 et le MNT 2015 corrigé.

Le MNT de différence présentant encore un très léger tilt (Figure 18), surtout sur les hautes altitudes du secteur, il a fallu corriger une dernière fois le MNT 2015, en lui soustrayant un peu d'altitude.

À partir d'un petit secteur stable proche du glacier, plusieurs points du MNT de différence ont été comparés. Ceux-ci présentent un changement dans le volume d'environ 30 cm alors qu'aucun changement ne devrait être perçu dans ce secteur. C'est pourquoi, comme dernière étape de correction, une hauteur de 30 cm a été soustraite au MNT 2015 avec l'outil « calculatrice raster ». A partir de ce MNT 2015 finalement corrigé, un MNT de différence a été à nouveau produit pour évaluer les changements du système glaciaire.

## 5.4. Evaluation des changements du système glaciaire

Une fois le traitement photogrammétrique effectué, les MNTs, le MNT de différence et les orthoimages sont utilisés afin d'évaluer et quantifier les changements du glacier entre le 29 septembre 2014 et le 10 septembre 2015.

### 5.4.1. Changement de surface

Le contour du glacier a été cartographié à partir des orthoimages produites. Cette méthode est régulièrement utilisée pour constituer et mettre à jour les inventaires des glaciers dont le but est d'observer et de comprendre les changements (Fischer et al. 2010). Les contours du glacier ont été identifiés et cartographiés manuellement dans ArcGIS, à partir des orthoimages produites pour chaque année afin d'évaluer les changements de surface. Pour chaque année, une nouvelle couche a été créée en délimitant le contour du glacier à partir de l'orthoimage. L'outil « calcul d'aire » a permis de calculer la surface du glacier à partir de chacune des couches préalablement créées. Elles sont ensuite comparées afin de quantifier le changement de la surface du glacier.

### 5.4.2. Changements dans la hauteur du glacier

Le MNT de différence créé permet d'évaluer les changements dans la hauteur de glace entre 2014 et 2015. La valeur moyenne du MNT de différence correspond à l'épaisseur moyenne perdue ou gagnée durant la période de l'étude. Cette valeur, convertie en équivalent eau en tenant compte de la différence de densité entre glace et eau (Bauder et al., 2007 ; Paul et Haeberli, 2007 ; Gabbud et al., 2016) détermine le bilan de masse annuel du glacier.

Afin de mieux comprendre la répartition de la fonte entre 2014 et 2015, plusieurs outils d'ArcGIS ont été appliqués sur le MNT du glacier de 2014 du glacier afin de pouvoir expliquer la fonte qui a eu lieu après coup, soit durant l'année hydrologique 2014-2015. Les paramètres suivants ont ainsi été calculés :

- **Orientation** : à partir d'une surface raster, ArcGIS détermine l'orientation de chaque cellule, selon les points cardinaux. C'est un paramètre utile, recommandé dans lors des inventaires glaciaires (Paul et al., 2009). Il permet d'observer les variations d'orientation locale à la surface du glacier et permet également d'observer si certaines zones sont à l'ombre ou non.
- **Radiation solaire** : calcule le rayonnement solaire en  $WH/m^2$  pour chaque cellule. Il est nécessaire d'augmenter la résolution des rasters utilisés à 1m. avec l'outil « ré-échantillonner » d'ArcGIS. Sinon les calculs sont longs et il n'est pas forcément pertinent d'effectuer le calcul de radiation solaire sur une résolution de 0.17m. La période a été spécifiée entre le 1<sup>er</sup> avril 2015, soit la fin de la période d'accumulation (Micheletti et al., 2015c) et le 10 septembre 2015, soit quand les photographies ont été prises.
- **Pente** : permet d'identifier la pente, soit le taux de variation maximum de la valeur Z, pour chaque cellule du raster. Ce paramètre peut influencer la réponse du glacier (Gabbud et al., 2016) et est également demandé dans les inventaires glaciaires (Paul et al., 2009)

### 5.4.3. Analyse statistique de la fonte

A partir des MNTs et des paramètres calculés dans ArcGIS, une analyse statistique sur Matlab a été réalisée afin d'expliquer la fonte par ces différents paramètres.

Grâce aux MNTs, cinq paramètres ont pu être calculés sur la surface du glacier pour expliquer la fonte (issu du MNT de différence). Ces cinq paramètres explicatifs sont :

- L'altitude, déterminée avec le MNT de 2014
- L'orientation, calculée sur ArcGIS à partir du MNT de 2014
- Les radiations solaires, calculées sur ArcGIS à partir du MNT de 2014
- La pente, calculées sur ArcGIS à partir du MNT de 2014
- L'albédo, soit la capacité de réflexion, déterminé sur ArcGIS à partir de la fonction nuance de gris : elle convertit une image en valeurs de nuance de gris qui ont différentes pondérations.

Une régression « pas à pas » (en anglais *stepwise regression*) a ensuite été appliquée sur ces données. Ce modèle de régression fonctionne de manière itérative et cherche en premier, à identifier la variable qui propose le coefficient de détermination ( $R^2$ ) le plus haut. Ensuite, il cherche la variable qui améliore ce coefficient, et ainsi de suite.

### 5.4.4. Vitesse d'écoulement

La vitesse d'écoulement du glacier est également une donnée intéressante à évaluer car elle dépend en partie de l'épaisseur du glacier et reflète sa dynamique. De plus, ce paramètre est nécessaire pour déterminer le flux de glace écoulé durant la période d'étude (Gabbud et al. 2016). Pour la calculer, le déplacement de blocs visibles sur les deux années a été mesuré (Ryan et al., 2015 ; Whitehead et al., 2013 ; Gabbud et al., 2016).

Les blocs identifiables sur les deux orthophotos ont été cartographiés sur l'orthoimage 2014. Une carte de ces blocs a été créée avec le logiciel ArcGIS. Celle-ci a ensuite été superposée à l'orthoimage 2015. Avec l'outil « mesure » d'ArcGIS, la distance effectuée entre le 29 septembre 2014 et le 10 septembre 2015 a été mesurée pour chaque point. La moyenne des vitesses en surface ( $\bar{U}_s$ ) est calculée à partir des blocs identifiés en surface.

La vitesse moyenne du glacier ne peut pas se déterminer uniquement à partir du déplacement de surface. Une correction doit être appliquée à la vitesse moyenne en surface ( $\bar{U}_s$ ) afin de prendre en compte la déformation interne de la glace, l'écoulement basal et la déformation des sédiments subglaciaires (Kääb, 2001; Willis et al., 2003).

Pour déterminer la vitesse moyenne d'écoulement du glacier ( $\bar{U}$ ), la vitesse moyenne en surface ( $\bar{U}_s$ ) est multipliée par 0.9 (selon Kääb, 2001).

#### 5.4.5. Changement dans le volume

Pour calculer le volume de glace perdu, la valeur moyenne des changements dans la hauteur est multipliée par la surface du glacier calculée pour l'année 2014. Cette valeur doit être corrigée afin de connaître la masse de glace effectivement perdue par le glacier. La correction des changements dans la hauteur en surface permet de prendre en compte l'écoulement du glacier (Gabbud et al., 2016). Le volume de glace perdu se définit alors comme :

$$\frac{dV_{gl}}{dt} = \frac{dV}{dt} + A_U \bar{U} \quad [3]$$

avec  $t$ : le temps ;  $V_{gl}$ : le volume de glace perdu ou gagné calculé ;  $V$  : le changement dans l'épaisseur calculé à partir du MNT de différence et de la surface ;  $A_U$  : la surface de glace du profil en large et  $\bar{U}$  : la vitesse moyenne d'écoulement du glacier; ces valeurs combinées représentent le flux de glace.

Le paramètre  $A_U$  représente la surface de profil en large, déterminée en combinant les MNTs du glacier avec le MNT du substratum rocheux (Sharp et al., 1993). La surface du profil ayant changé entre 2014 et 2015 à cause de la fonte, c'est la valeur moyenne des deux années qui a été prise pour le calcul (Gabbud et al., 2016).

Le taux de fonte a été déterminé en divisant le volume de glace perdu ( $V_{gl}$ ) par la surface du glacier (Gabbud et al., 2015) :

$$\text{Taux de fonte annuel} = \frac{\left(\frac{dV_{gl}}{dt}\right)}{\text{surface}} \text{ (m}^3\text{/m}^2\text{/an)} \quad [4]$$

Pour calculer la surface du profil en large, a résolution des MNTs 2014 et 2015 a été changée à 20m. pour être à la même résolution que le MNT du lit rocheux. Il permet également de déterminer l'épaisseur de glace en 2015 à une résolution de 20m. L'épaisseur de glace peut être divisée par le MNT de différence pour visualiser la projection du nombre d'années nécessaires à fondre le reste du glacier, si le même taux de perte que durant l'année extrême devient la norme.

#### 5.4.6. Volume d'eau apporté au bassin versant

Le volume de glace calculé en [3] peut être converti en mètre équivalent eau (*meter water equivalent (m.w.e)*), en tenant compte de la différence de densité entre glace et eau (Gabbud et al., 2016). Pour convertir le volume de glace en volume d'eau, il faut le multiplier par 0.9 (Bauder et al., 2007 ; Paul et Haeberli, 2008). Huss (2013) a modélisé l'évolution de la densité entre le névé et la glace afin d'être plus précis lors du calcul du bilan de masse avec la méthode géodésique. Dans cette étude, l'échelle temporelle est courte et la transformation du névé est nulle. C'est pourquoi, une seule valeur de densité (0.9) (Bauder et al., 2007 ; Paul et Haeberli, 2008) a été utilisée pour la conversion et permet d'exprimer le bilan de masse annuel.

En contrebas du glacier, la prise d'eau capte l'eau du bassin versant pour alimenter le lac d'accumulation de la Grande Dixence. Les débits mesurés chaque quinze minutes, sont fournis par HYDRO Exploitation SA et permettent de calculer le volume total d'eau accumulé entre 2014 et 2015. Il est ainsi possible de déterminer la part d'eau apportée par la fonte de la glace du Haut glacier d'Arolla.



## 6. Résultats

### 6.1. Résultats de la méthode SFM (objectif méthodologique)

#### 6.1.1. Qualités des résultats

Le rapport de qualité généré automatiquement par Pix4D permet l'évaluation du traitement photogrammétrique. Afin que l'appréciation soit jugée bonne, une certaine qualité doit être atteinte. Pour la partie *images*, la valeur médiane du nombre de points clés doit être supérieur à 10'000 points par image. Concernant le *dataset*, il faut au moins que 95% des images soient calibrée en un seul ajustement des faisceaux (BBA). L'optimisation des paramètres de l'appareil photo est bon lorsque la différence entre la distance focale initiale et optimisée est inférieur à 5%. La qualité de l'association des points-clés (*matching*) est bonne lorsque plus de 1000 paires de points ont été calculées pour chaque image. Finalement, une information importante concerne la qualité du projet qui est évaluée par le géoréférencement. La qualité est jugée bonne quand la RMSE est inférieure à deux fois la distance moyenne entre le centre de deux pixels des images (Pix4D, 2012-2017).

Après avoir effectué plusieurs fois le traitement en entier et modifié certains points de contrôle et *tie points*, la qualité des projets 2014 et 2015 a été jugée bonne pour arrêter leur optimisation. Les rapports de qualité pour 2014 et 2015 (Figures 12 et 13).

🔍 Images	median of 75898 keypoints per image	✅
🔍 Dataset	54 out of 55 images calibrated (98%), 41 images disabled	✅
🔍 Camera Optimization	0.13% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✅
🔍 Matching	median of 48920 matches per calibrated image	✅
🔍 Georeferencing	yes, 10 GCPs (10 3D), mean RMS error = 0.219 m	✅

**Figure 12 : Quality check « SFM » 2014**

Les résultats de la méthode SFM, issu du contrôle de qualité paramètres présente tous de bonne qualité et reçoivent l'appréciation « bonne ».

🔍 Images	median of 71030 keypoints per image	✅
🔍 Dataset	49 out of 49 images calibrated (100%), 47 images disabled	✅
🔍 Camera Optimization	0.16% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✅
🔍 Matching	median of 48747 matches per calibrated image	✅
🔍 Georeferencing	yes, 15 GCPs (15 3D), mean RMS error = 0.256 m	✅

**Figure 13 : Quality check « SFM » 2015**

Comme pour les résultats 2014, les paramètres de la méthode SFM pour l'année 2015 sont jugés bons.

Le tri des points de contrôle moins précis a permis de minimiser l'erreur liée au géoréférencement (Tableaux 6). L'erreur globale s'exprime comme la moyenne de l'erreur quadratique moyenne, (*root mean square error* (RMSE)). Le projet 2014 semble être plus précis par rapport à la valeur de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) : elle est de  $\pm 0.219\text{m}$  pour 2014 et de  $\pm 0.256\text{m}$  pour 2015 (Tableau 8).

Le but étant de quantifier les changements dans le volume entre 2014 et 2015, il est important de s'intéresser à l'erreur RMS en Z. Celle-ci est de  $\pm 0.25\text{ m}$  pour 2014 et  $\pm 0.37\text{m}$  pour 2015 (Tableau 8).

L'ajustement des faisceaux (BBA) peut s'évaluer avec l'erreur de reprojection moyenne et l'erreur moyenne sur l'ensemble du projet (*mean RMSE*).

**Tableau 6: Résultats du traitement SFM**

Résultats obtenus en termes de projection et de distance focale à partir des points de contrôle et tie points pour la méthode SFM

SFM	Nb. de GCPs / Tie points manuels	Nb. de points clé 2D (Nb d'images utilisées)	Nb. de points 3D utilisés dans BBA	Erreur de reprojection (pixel)	Distance focal optimisée (mm)
2014	10 /30	2400192(55)	840912	0.077 (0.012m)	100.36
2015	16/15	2088530 (44)	693170	0.081 (0.013m)	100.26

**Tableau 7 : Précisions du géoréférencement pour la méthode SFM**

Précision obtenue pour l'ensemble du projet et pour les coordonnées X, Y, Z avec la méthode SFM

SFM	RMSE moyenne (m)	X :Moyenne/ RMSE (m)	Y: Moyenne/ RMSE (m)	Z : Moyenne/RMSE (m)/ $\sigma$ (m)
2014	$\pm 0.219$	0.0069/ $\pm 0.248$	-0.0042/ $\pm 0.158$	-0.0483/ $\pm 0.257$ / 0.252
2015	$\pm 0.259$	0.0082/ $\pm 0.180$	-0.017424/ $\pm 0.250$	0.0074/ $\pm 0.348$ / 0.367



Les paramètres internes optimisés par Pix4d diffèrent de leurs valeurs initiales, fournies par le rapport de calibration, pour chaque année (Tableau 8). La distance focale optimisée est systématiquement plus courte que la valeur initiale de 100.5mm et la différence est plus importante pour 2015 que pour 2014. L'optimisation des paramètres détermine également des valeurs pour les distorsions de l'objectif alors que le rapport de calibration spécifie qu'aucune distorsion n'est présente (Tableau 8).

**Tableau 8 : Paramètres internes initiaux et optimisé**

L'optimisation des paramètres internes pour les projets 2014 et 2015 par le logiciel SFM, en se basant sur les valeurs initiales fournies.

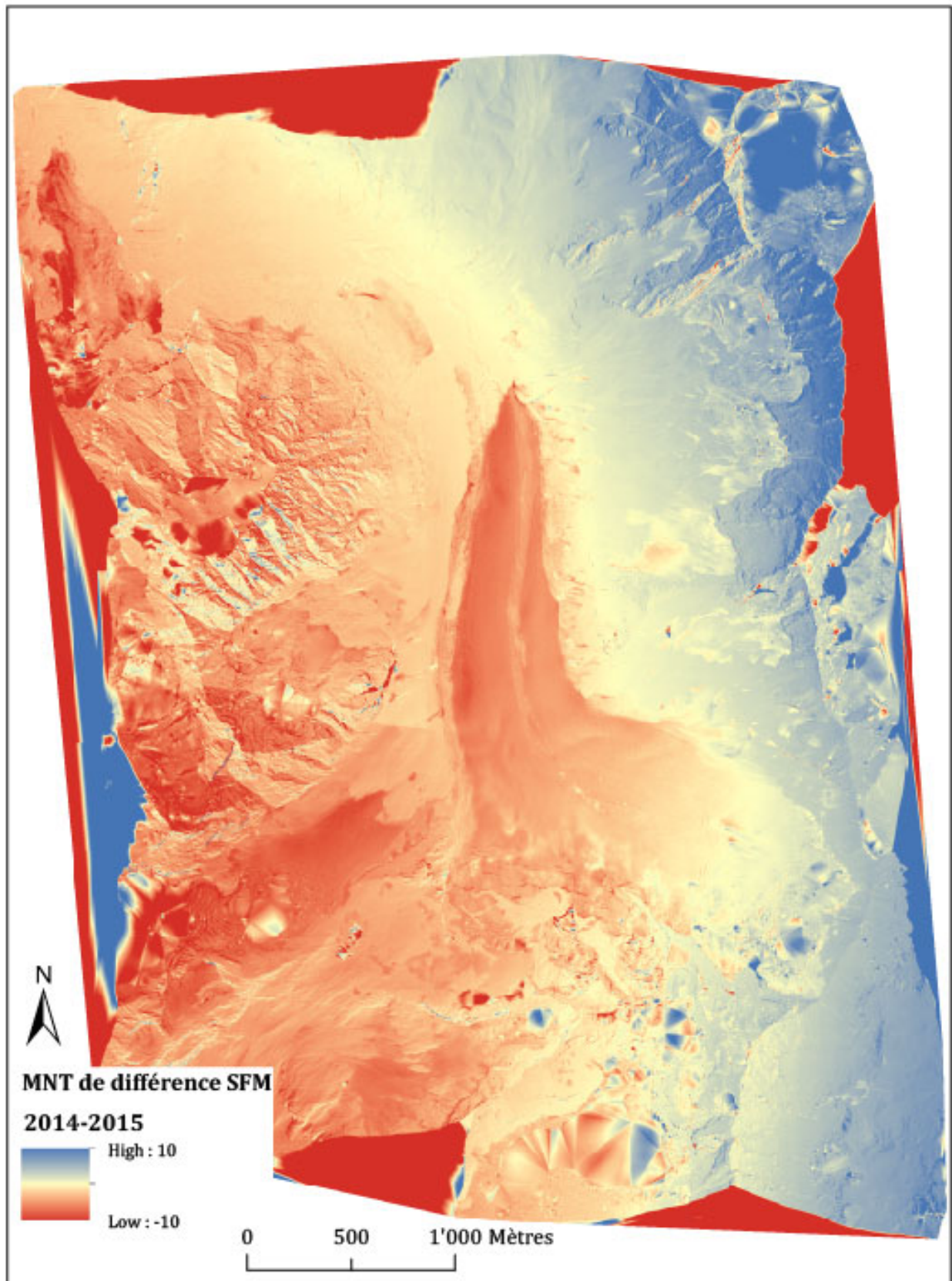
Année	Distance focale (mm)	PPX* (mm)	PPY* (mm)	Distorsions :				
				R1	R2	R3	T1	T2
<b>2014</b> Valeurs initiales	100.5	33.91	51.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	<i>100.36</i>	<i>33.68</i>	<i>51.88</i>	<i>0.00</i>	<i>0.001</i>	<i>-0.002</i>	<i>-0.00</i>	<i>-0.00</i>
<b>2015</b> Valeurs initiales	100.5	28.80	51.94	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00
	<i>100.26</i>	<i>33.598</i>	<i>51.92</i>	<i>-0.00</i>	<i>0.001</i>	<i>-0.003</i>	<i>-0.00</i>	<i>-0.00</i>

\*PP est l'abréviation pour point principal, en X et en Y.

Après revues des différents paramètres de contrôles décrits dans le rapport de qualité de Pix4D, les MNTs 2014 et 2015 présentent une bonne qualité d'images et de bons résultats.

### 6.1.2. MNT de différence à partir de la méthode SFM

Les MNT 2014 et 2015 ont été comparés, à l'aide de l'outil « calculatrice raster » pour déterminer les changements dans le volume du glacier. Le MNT de différence qui en résulte présente une erreur importante (Figure 14). En effet, la zone sud-ouest du périmètre d'étude montre un gain de volume important alors que la zone nord-est montre une perte de volume. A l'intérieur de ces zones, on trouve des parois rocheuses et des sommets dont les changements de volume sur l'échelle temporelle de l'étude (une année) ne devraient pas exister. Cette erreur correspond à un *tilt*, orienté nord-est à sud-ouest du périmètre. Il ne permet pas d'évaluer les changements sur l'année d'étude et c'est pourquoi une correction est nécessaire.

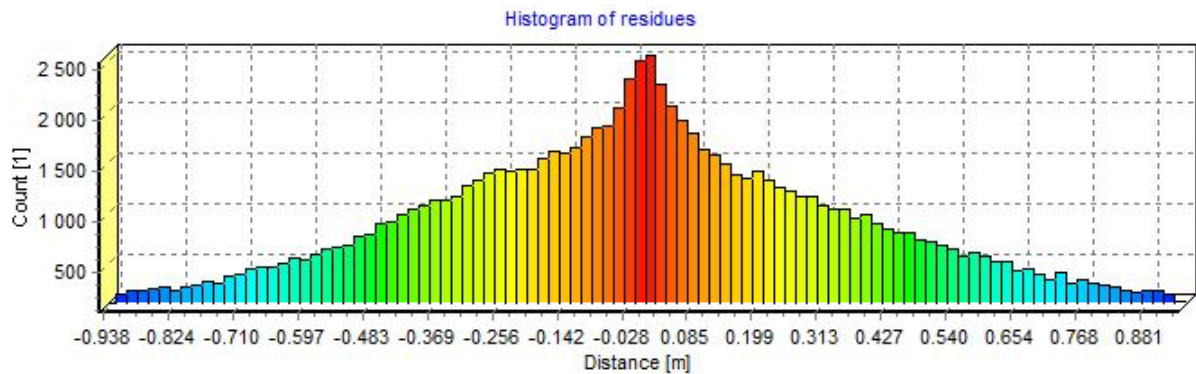


**Figure 14 : MNT de différence « SFM »**

Le MNT de différence produit par la méthode SFM présente une erreur importante : un tilt orienté nord-est à sud-ouest qui ne permet pas l'évaluation des changements dans la hauteur.

### 6.1.3. Correction du tilt avec Riscan

Afin de corriger le *tilt*, un *multi-station adjustment (MSA)* a été réalisé sur le logiciel Riscan Pro, dans l'objectif de corriger les coordonnées et l'orientation du MNT 2015 par rapport au MNT 2014. Le meilleur ajustement a été déterminé en minimisant l'écart-type à 0.3777 m., après 4 itérations (Annexe 1). L'histogramme des résidus (Figure 15) présente le nombre de points, sur l'axe des ordonnées et leur distance avec le point correspondant du scan fixe (en l'occurrence 2014), sur l'axe des abscisses. Il présente une distribution normale : cela signifie que la majorité des points a été ajusté avec un minimum d'erreur (la distance) avec le point correspondant du scan fixe. Ainsi le *scan* corrigé a été rapproché du scan de référence.



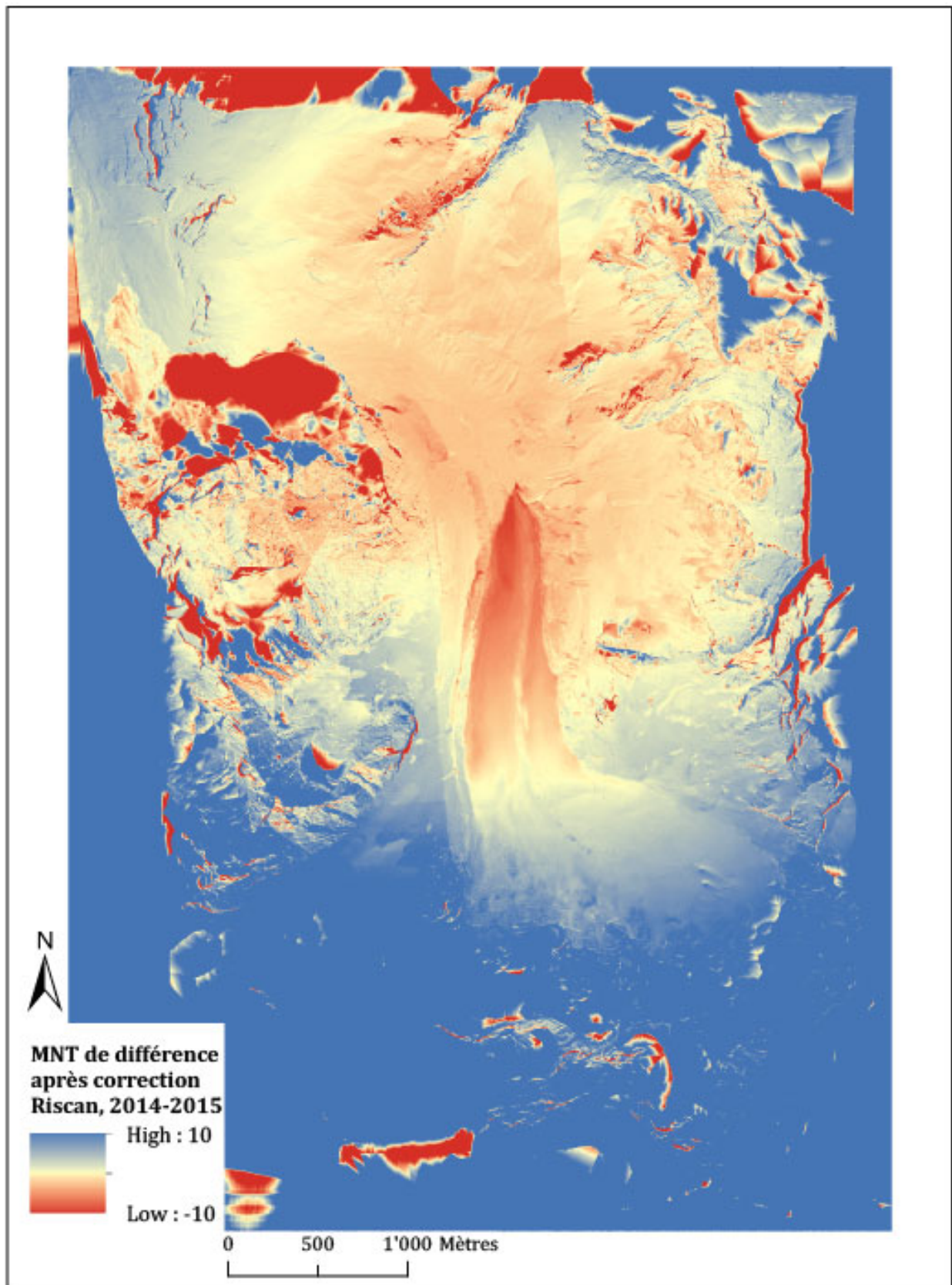
**Figure 15 : Histogramme des résultats**

Après les quatre intégrations du *multi-station adjustment*, l'histogramme des résultats présente une distribution normale.

Le MNT 2015 corrigé a été exporté sur Surfer pour interpoler le nuage de points à une résolution de 2m. Un nouveau MNT de différence a été calculé, en soustrayant le MNT 2015 corrigé au MNT 2014, à une résolution de 2m.

Le MNT de différence présente un dôme et n'est pas correcte pour être utilisé pour l'analyse des changements sur le glacier (Figure 16). Ce genre d'erreur a été décrites à plusieurs reprises dans des études utilisant la méthode SFM » (par ex. James et Robson, 2015). Cette erreur est liée à la difficulté de déterminer les paramètres internes de l'appareil photo, notamment la distorsion de la lentille, avec des images à géométrie parallèle (soit qui ne sont pas obliques). La méthode hybride développée ci-dessous, a pour but de remédier à cette difficulté.





**Figure 16: MNT de différence « SFM » après correction**

Le MNT 2015 a été corrigé par rapport au MNT 2014 mais le MNT de différence qui en résulte présente toujours une erreur importante.

## 6.2. Résultats de la méthode hybride

### 6.2.1. Qualité des résultats

La correction du *tilt* sur Riscan n'ayant pas donné de résultats satisfaisants (Figure 16), la photogrammétrie hybride a été appliquée afin de créer de nouveaux MNTs. Les paramètres internes de l'appareil photo ont été fixés au début du traitement, à partir des données de calibration, ainsi le logiciel ne cherche pas à les optimiser.

Tout comme la méthode SFM, la méthode hybride a fourni de bons résultats (Figures 17 et 18). La qualité des images est identique à celle analysée dans les résultats de la méthode SFM puisqu'il s'agit des mêmes images.

🔍 Images	median of 69999 keypoints per image	✔️
🔍 Dataset	55 out of 55 images calibrated (100%), 41 images disabled	✔️
🔍 Camera Optimization	0% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✔️
🔍 Matching	median of 48306.5 matches per calibrated image	✔️
🔍 Georeferencing	yes, 11 GCPs (11 3D), mean RMS error = 0.27 m	✔️

**Figure 17 : Figure 17 : Quality check hybride 2014**

Le contrôle des paramètres de qualité du projet 2014 issu de la méthode hybride présentent de bons résultats.

🔍 Images	median of 71030 keypoints per image	✔️
🔍 Dataset	49 out of 49 images calibrated (100%), 47 images disabled	✔️
🔍 Camera Optimization	0% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✔️
🔍 Matching	median of 48740.9 matches per calibrated image	✔️
🔍 Georeferencing	yes, 15 GCPs (15 3D), mean RMS error = 0.256 m	✔️

**Figure 18 : Quality check hybride 2015**

Pour la méthode hybride 2015, les paramètres sont tous évalués « bons » par le logiciel.

Après avoir effectué les contrôles des GCPs et des *tie points*, ce sont 11 GCPs et 27 *tie points* qui ont été gardé pour 2014 et 15 GCPs et 15 *tie points* pour 2015 (Tableau 9). La qualité des MNTs produits avec la méthode hybride est bonne puisque l'erreur quadratique est inférieure à 0.3m pour les deux années :  $RMSE = \pm 0.27m$  pour 2014 et  $RMSE = \pm 0.256m$  pour 2015 (Tableau 10).

**Tableau 9 : Résultats du traitement hybride**

Résultats obtenus en terme de projection et de distance focale à partir des points de contrôle et tie points pour la méthode hybride

Hybride	Nb de GCPs / Tie points manuels	Nb de points clé 2D (Nb d'images utilisées)	Nb de points 3D utilisés dans BBA	Erreur de reprojection (pixel)
2014	11 (55)	2'492'250	808'475	0.0859
2015	15 (49)	2'291'299	752'729	0.0831

**Tableau 10 : Précisions du géoréférencement pour la méthode SFM**

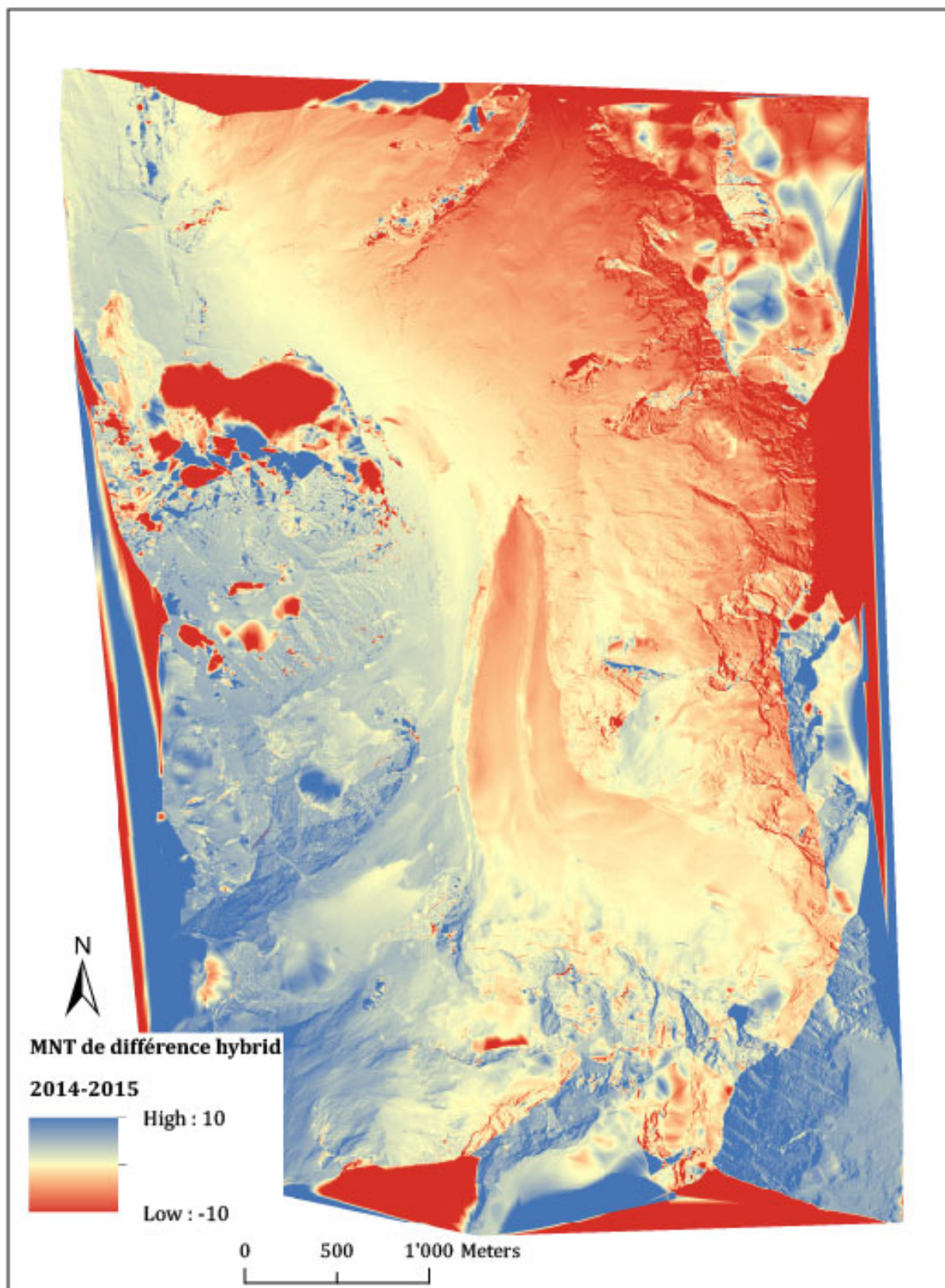
Précision obtenue pour l'ensemble du projet et pour les coordonnées X, Y, Z avec la méthode hybride.

Hybride	RMSE moyenne (m)	X : moyenne(m)/ RMSE (m)	Y : moyenne/ RMSE (m)	Z : moyenne/ RMSE(m)/ $\sigma$ (m)
2014	$\pm 0.27$	0.002/ $\pm 0.321$	0.005/ $\pm 0.114$	-0.123/ $\pm 0.385$ / 0.374
2015	$\pm 0.256$	-0.024/ $\pm 0.232$	0.011/ $\pm 0.173$	0.079/ $\pm 0.374$ / 0.3657

Logiquement, il n'y a aucune différence entre l'optimisation des paramètres internes de l'appareil photo et les valeurs initiales pour les deux projets puisqu'il a été spécifié de ne pas optimiser ces paramètres.

### 6.2.2. MNT de différence à partir de la méthode hybride

Avec les nouveaux MNTs issus de la méthode hybride, un MNT de différence a à nouveau été calculé sur ArcGIS (Figure 19). Le tilt présent sur le MNT de différence de la méthode SFM a été réduit mais il reste trop marqué pour évaluer les changements en Z.



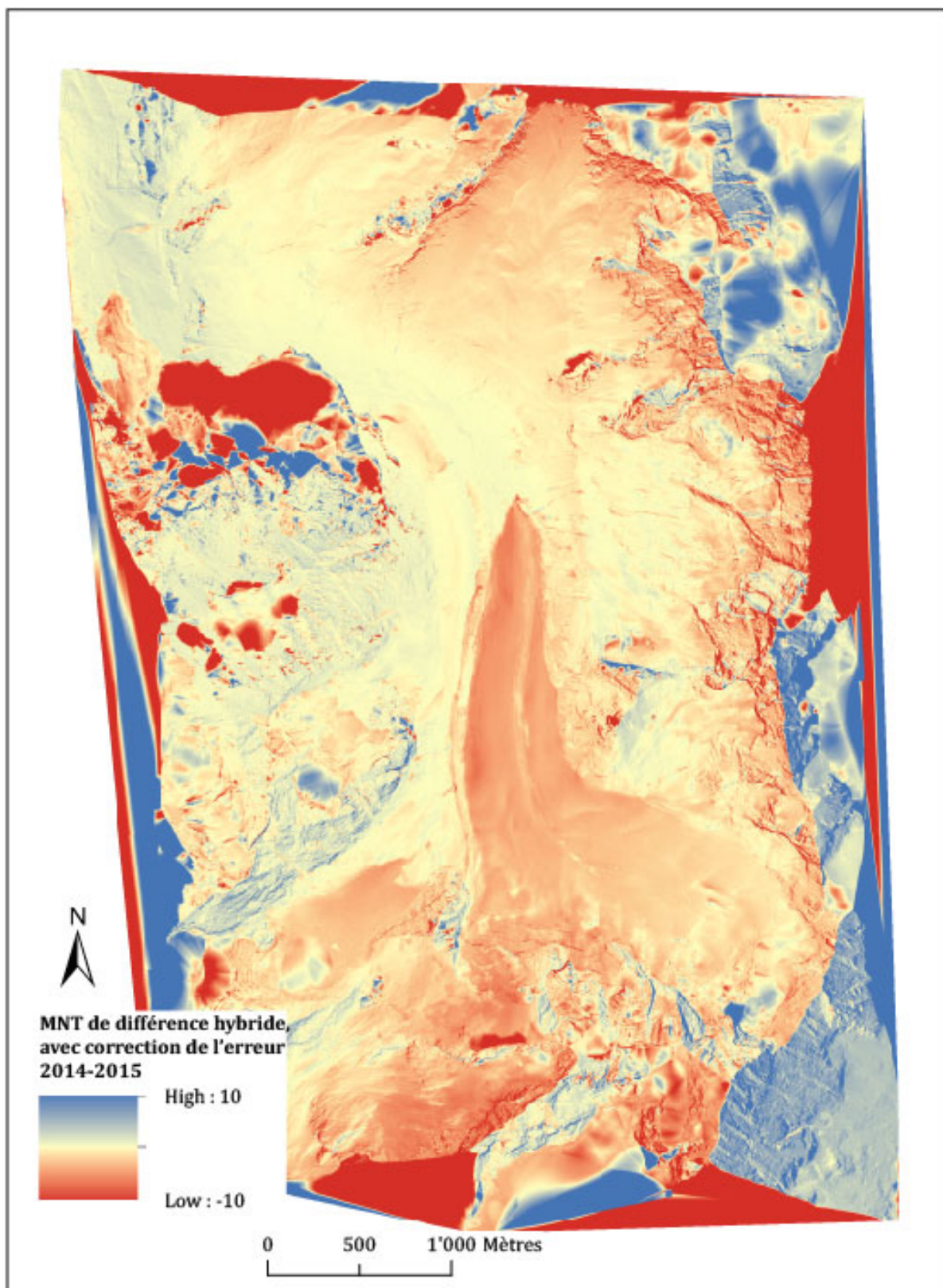
**Figure 19 : MNT de différence hybride**

Le MNT de différence produits avec les MNTs issus de la méthode hybride, c'est-à-dire sans optimiser les paramètres internes présente encore un tilt qui doit être corrigé.

### **6.2.3. Correction du tilt avec une fonction**

Pour corriger le *tilt* du MNT de différence issu de la méthode hybride (Figure 19), la relation établie par l'équation [2] a été appliquée. Le *tilt* a été considérablement réduit mais une légère erreur persiste (Figure 20).

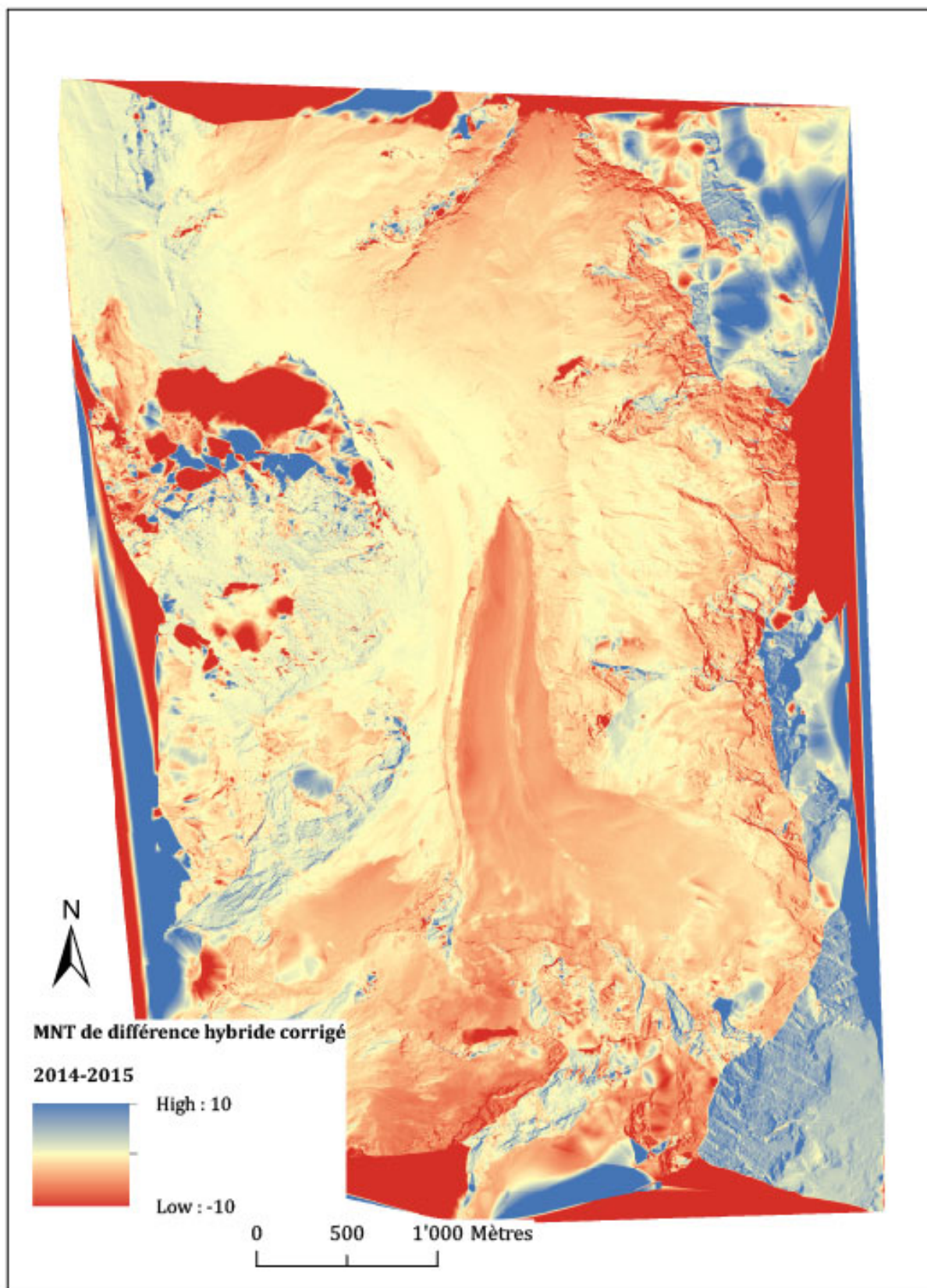




**Figure 20: MNT de différence hybride avec correction de l'erreur**

Le MNT de différence hybride a été corrigé par la fonction exprimant l'erreur en Z mais une légère erreur persiste.

Une fois la dernière correction d'altitude appliquée, soit une soustraction de 30 cm d'altitude au MNT 2015, le MNT de différence résultant est utilisé pour effectuer les analyses (Figure 21). Le *tilt* est encore visible en haute altitude mais n'a pas de conséquences pour l'étude puisque celle-ci se concentre sur le glacier (Figure 21). Néanmoins, la partie amont du glacier montre certains pixels biaisés par le *tilt* qui influence l'analyse glaciologique. C'est pourquoi, ce secteur a été retiré de l'analyse (Figure 7).



**Figure 21 : MNT de différence corrigé**

Une fois la dernière correction en Z appliquée, le MNT de différence résultant est jugé bon pour effectuer les analyses sur le glacier puisque le tilt restant concerne surtout les hautes altitudes.

### 6.3. Résultats glaciologiques (objectif glaciologique)

Le MNT de différence présente encore quelques points avec une erreur, influençant considérablement la magnitude des changements glaciaires. Ces points sont concentrés dans la paroi orienté nord sous le sommet de la Vierge et du Mont-Brûlé, dans la zone d'accumulation du glacier. C'est pourquoi ce secteur a été retiré de l'évaluation des changements sur le glacier. Les résultats prennent en compte l'entier du glacier jusqu'à cette limite en amont (Figure 4).

#### 6.3.1. Surface du glacier

La surface étudiée du glacier représente 2'162'000m<sup>2</sup> (soit 2.162 km<sup>2</sup>) en 2014 et 2'123'000m<sup>2</sup> (soit 2.123 km<sup>2</sup>) en 2015. Cela représente une perte de 2% de sa surface entre le 29 septembre 2014 et le 10 septembre 2015.

#### 6.3.2. Changements dans la hauteur de la surface du glacier

Le MNT de différence a permis d'établir les changements dans la hauteur entre septembre 2014 et septembre 2015 (Figures 21 et 22). La limite de détection a été calculée à partir de l'écart type ( $\sigma$ ) (Tableau 10) selon la formule [1]. Les changements positifs étant rares, ils sont signalés par une classe seulement. Les changements négatifs sont associés à la fonte de la glace.

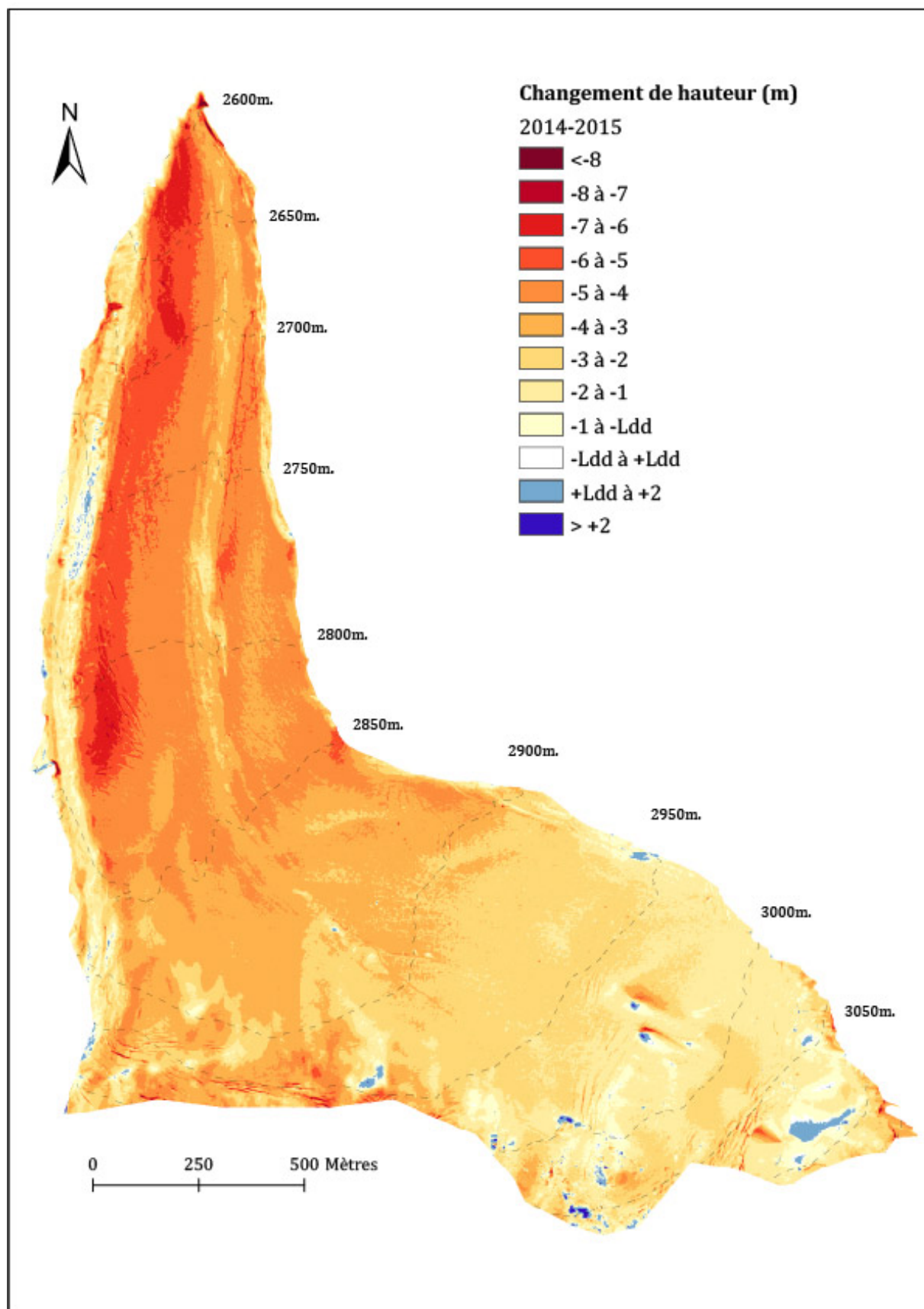
Le MNT de différence du glacier (Figure 22) montre que la fonte a lieu sur l'ensemble de la zone étudiée soit entre 2600 et 3050m. d'altitude, avec des valeurs comprises entre -0.14 m. (le seuil de détection) et -8m. La fonte moyenne est de -3.24m. En convertissant cette valeur en équivalent eau, le bilan de masse annuel du glacier correspond à une valeur de -2.82 m.w.e.

La fonte est moins marquée en amont, au-dessus de 2860m d'altitude : entre 2860 et 2950m., la fonte est comprise entre -3 à -4 m. Elle diminue encore en direction de l'amont, au-dessus de 2950m. d'altitude, au sein du cirque glaciaire. Les valeurs sont comprises entre -0.14 m (le seuil de détection) et -3 m. En aval de 2850m. et jusqu'au front du glacier (à 2600m.), la langue glaciaire montre une fonte très marquée : entre -5 et -8 m. Entre le front du glacier et 2825m. d'altitude, la fonte est plus importante en rive gauche (entre -5 à -8m.) qu'en rive droite (entre -3 et -5m.).

En rive gauche justement, une zone où la fonte est très marquée (entre-5 et -8m.) s'étire entre le front et 2850m., sur une largeur variant entre 110 et 150m. Elle est recouverte par une couche sédimentaire peu épaisse qui augmente l'ablation (Figure 7). Au contraire, la moraine latérale à l'Ouest (à l'extrémité de la rive gauche) présente une fonte plus faible que sur le glacier, avec des valeurs comprises entre -1 m et 3 m. car la couche sédimentaire présente est épaisse. Elle joue le rôle de protection contre le rayonnement solaire (Nakawo et Young, 1981). Le même phénomène s'observe au centre de la langue. Entre le front du glacier et 2850m d'altitude, une bande de fonte réduite (entre -1 m et -4 m) correspond à la moraine médiane dont l'épaisseur est suffisante pour réduire l'ablation.

Au-dessus de 2950m d'altitude, des lignes perpendiculaires à l'écoulement du glacier s'observent : elles correspondent aux déplacements des crevasses qui se trouvent dans ce secteur.





**Figure 22 : Changement de hauteur du glacier**

Le MNT de différence permet de visualiser les changements dans la hauteur qui sont négatifs sur l'ensemble du glacier.

### **6.3.3. Paramètres explicatifs de la fonte**

Afin de comprendre la dynamique de fonte à la surface du glacier, plusieurs paramètres ont été déterminés à partir des MNTs :

L'orientation du glacier (Figure 23) peut être divisée en deux principales parties : en amont, l'orientation est ouest-nord-ouest, suivant la topographie locale. En aval, la langue glaciaire s'écoule vers le nord-ouest principalement. Des variations locales de l'orientation sont observables. La moraine latérale gauche est orientée à l'est, à même titre que la moraine médiane au centre qui créant un petit relief à la surface du glacier. En rive droite du glacier, l'orientation varie entre nord et nord-ouest.

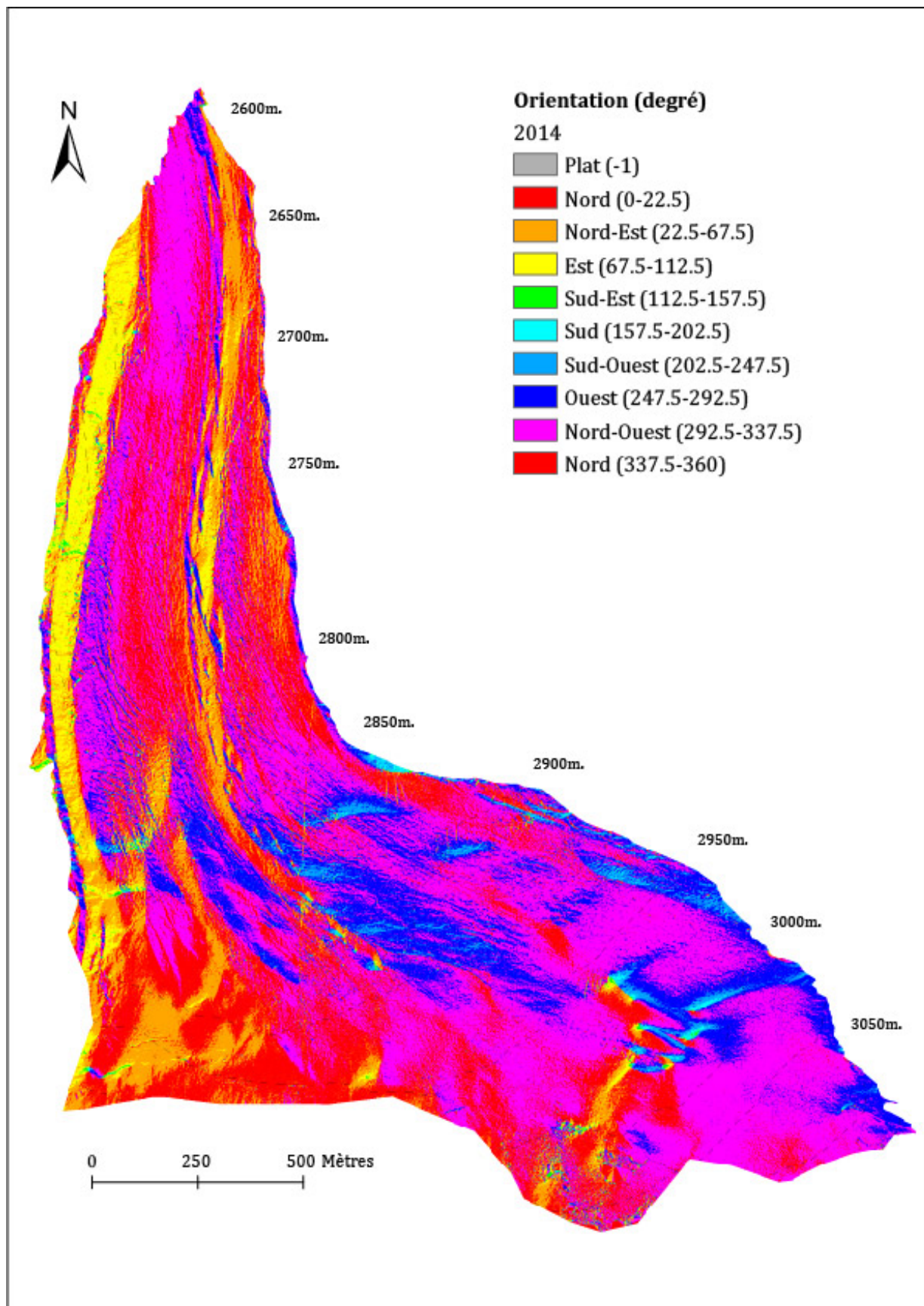


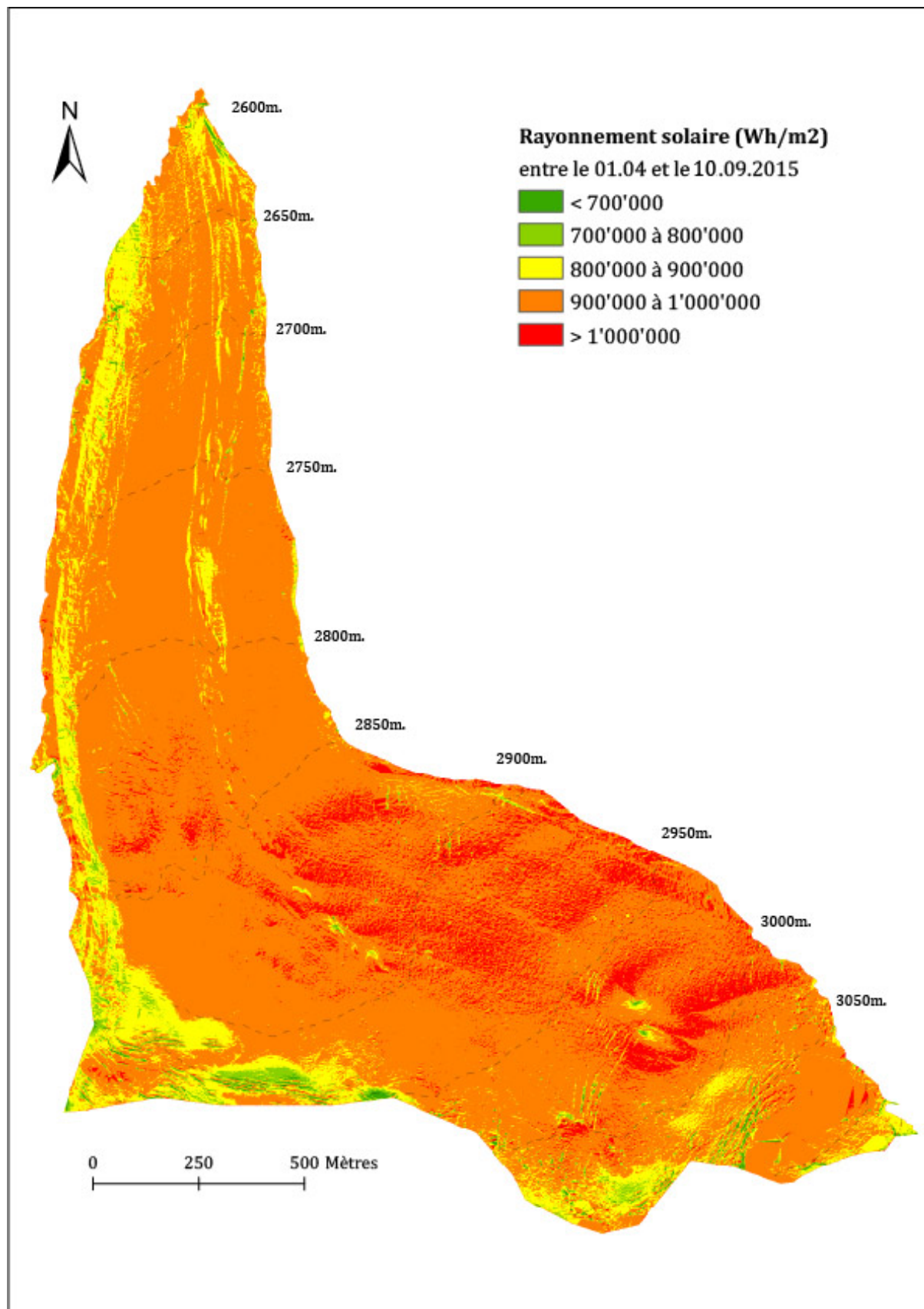
Figure 23 : Orientations en surface du glacier

Le calcul des orientations se trouvant en surface du glacier montrent une orientation principalement nord-ouest.

Le flux de radiation solaire a été calculé pour l'année 2015 entre le 1<sup>e</sup> avril et le 10 septembre (Figure 24). Globalement, la surface du glacier reçoit beaucoup de radiations solaires (entre 900'000 et 1'000'000 Wh/m<sup>2</sup> voire plus par endroit). En amont du glacier, le cirque glaciaire présente certains secteurs avec un fort rayonnement solaire (plus de 1'000'000 wh/m<sup>2</sup>). La langue glaciaire reçoit également un rayonnement solaire important (entre 900'000 et 1'000'000 wh/m<sup>2</sup>).

Le rayonnement est moins marqué sur la moraine latérale gauche et sous les parois de la Vierge (entre 7'00'000 et 900'000 wh/m<sup>2</sup>). Ces deux endroits étant en pied de parois, ils reçoivent moins de soleil et un rayonnement réduit. Au front du glacier, une petite zone montre également un rayonnement solaire réduit : elle peut s'expliquer par une petite zone d'orientation nord-est du front, à cet endroit-là. Les variations locales du rayonnement sont dues aux variations de la topographie et par conséquent à la possible présence de zones à l'ombre.



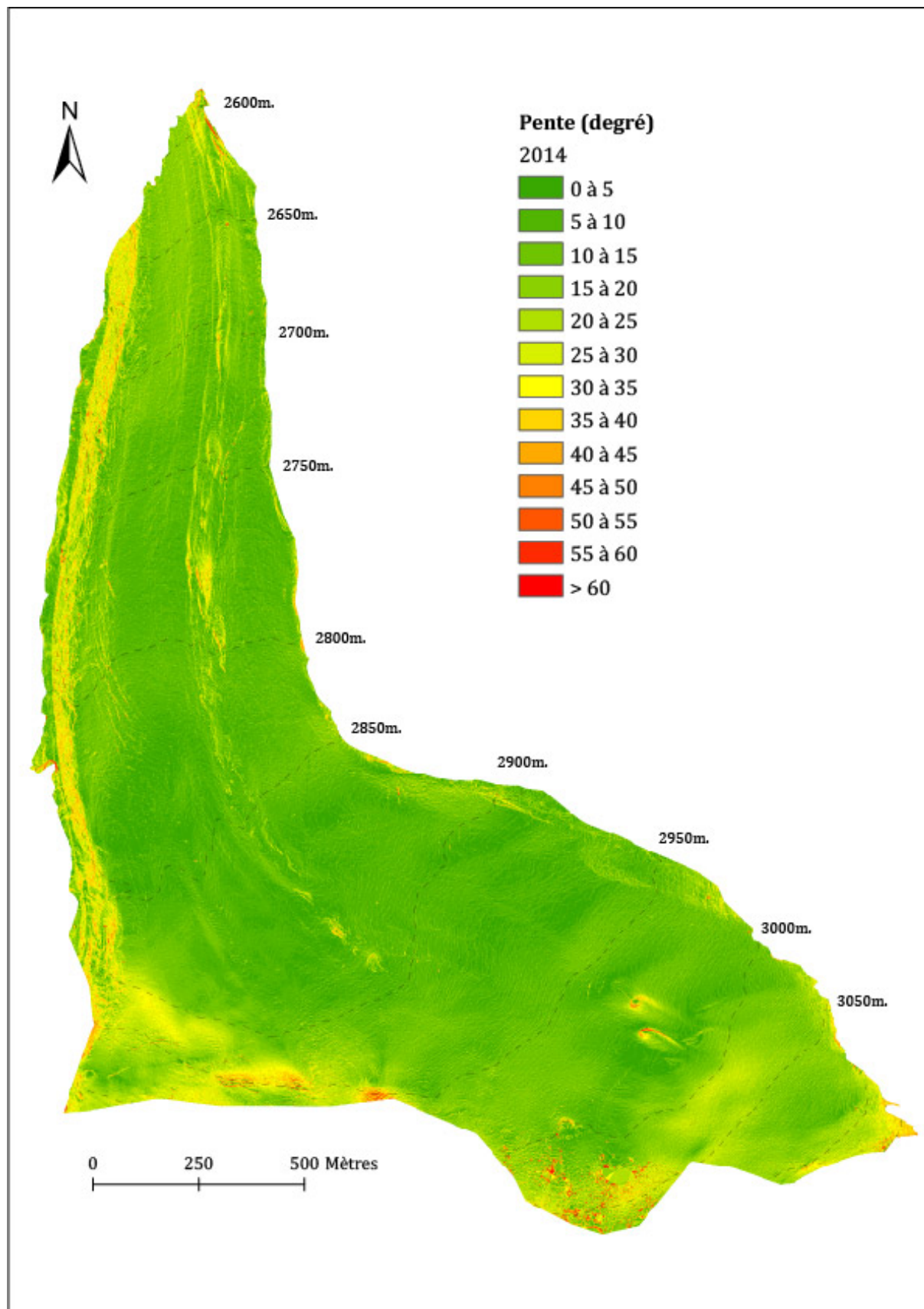


**Figure 24 : Rayonnement solaire sur le glacier**

Le flux de rayonnement solaire a été calculé pour la période d'ablation entre le 1<sup>er</sup> avril et le 21 septembre 2015.

La pente calculée pour la surface du glacier (Figure 25) montre des valeurs homogènes sur l'ensemble du glacier, avec une pente comprise entre 5 à 20 degrés. Cela signifie qu'il n'y a pas de décrochement abrupte sur la surface du glacier. Entre 2600m. et 2750m., une légère augmentation de la pente s'observe en direction du front : les valeurs varient entre 0 à 10 degrés en amont (à 2750m.) et 20 à 25 degrés en aval, vers le front à 2600m. En aval du glacier, vers 2600m., un petit secteur montre une pente raide entre 55 et 60 degrés qui correspond au front même du glacier et à la rupture de pente liée.

En amont du glacier, certaines valeurs sont plus élevées, sous le sommet de la Vierge (30 à 40 degrés avec des points marqués à 45-55 degrés) et correspondant aux barres rocheuses.



**Figure 25 : Pente en surface du glacier**

La pente a été calculée pour 2014 afin de comprendre son influence sur la réponse du glacier.

### 6.3.4. Influence des paramètres sur la fonte

Dès lors, il est possible de mettre en avant certains liens entre la fonte (Figure 22) et les paramètres calculés. Le plus évident est certainement le lien entre fonte marquée et orientation nord-ouest (Figure 23). En effet, la rive gauche de la langue montre la fonte la plus marquée (Figure 21) en étant orientée nord-ouest (Figure 23). Le même constat se fait pour la rive droite. A l'opposé, les secteurs de fonte moins marquée, à savoir la moraine latérale gauche et la moraine supra glaciaire sont orientés vers l'Est.

L'orientation (Figure 23) influence également la distribution de radiation solaire (Figure 24) à la surface du glacier et peut expliquer la fonte en altitude, dans le cirque glaciaire (Figure 22). L'orientation est ouest et les flux de radiation sont les plus importants dans cette zone. Les flux les moins importants correspondent aux orientations est, comme la moraine latérale gauche ou aux zones ombrées, comme la paroi au pied de la Vierge. En revanche les flux les plus forts ne correspondent pas aux zones avec le plus de fonte, par exemple sur la langue glaciaire.

Il est plus difficile de faire un lien entre la fonte et la pente (Figure 25). Celle-ci est presque uniforme sur le glacier, à l'exception de la moraine latérale gauche. Cependant, la fonte dans cette zone s'explique par l'orientation et non la pente. Une pente aussi homogène signifie que le glacier n'a pas de rupture abrupte de pente. Il n'y a pas de variations de la topographie à la surface qui pourraient créer des zones plus ou moins exposées.

### 6.3.5. Analyse statistique

La régression « pas à pas » a permis d'identifier le facteur ayant le plus d'influence sur la fonte du glacier. Le coefficient de détermination du modèle de régression ( $R^2$ ) équivaut à 45.2%, ce qui signifie que les variables ont une influence significative sur la fonte. Le modèle a classé les variables selon leur contribution au coefficient de détermination, dans l'ordre :

**Tableau 11: Régressions « pas à pas »**

Les résultats de l'analyse statistiques prennent l'altitude comme variable explicatrice principale de la fonte.

Ordre	Variable	Contribution au $R^2$
1	Altitude ( $X_1$ )	+40.5%
2	Pente ( $X_2$ )	+1.4 %
3	Exposition ( $X_3$ )	+1.9%
4	Albédo ( $X_4$ )	+0.5%
5	Radiations solaires ( $X_5$ )	+0.9%

L'altitude est la variable qui a le niveau d'explication le plus important (Tableau 11). Les variables suivantes ont un niveau d'explication relativement faible mais apportent néanmoins une augmentation significative.

La régression pas à pas a permis ensuite d'exprimer la fonte en fonction des cinq paramètres. Ainsi la fonte du glacier peut s'expliquer comme suite :

$$\text{Fonte} = (-29.198) + 0.00782(X_1) + 0.0335(X_2) - 0.00178(X_3) + 1.0041e^{-05}(X_4) + 3.396e^{-06}(X_5) \quad [5]$$

Cette expression peut se traduire de la manière suivante :

- a. La fonte diminue avec une altitude ( $X_1$ ) plus haute
- b. La fonte diminue avec une pente ( $X_2$ ) plus importante
- c. La fonte augmente avec une exposition ( $X_3$ ) plus orientée au Sud
- d. La fonte augmente avec une réduction de l'albédo ( $X_4$ )
- e. La fonte augmente avec plus de radiations solaires ( $X_5$ )

Cette analyse montre donc que le facteur ayant le plus d'influence sur la fonte du glacier correspond à l'altitude à laquelle il se trouve.

### 6.3.6. Détermination de la vitesse

La figure 26 montre les blocs identifiés à la surface du glacier avec leur vitesse de déplacement au cours de la période d'étude (29.09.2014 au 10.09.2015). Sur l'ensemble du glacier, 214 blocs ont été identifiés avec des vitesses comprises entre 0.78m/an et 10.20m/an. La vitesse moyenne calculée en surface ( $\bar{U}_s$ ) est de 3.36m par an. En multipliant cette valeur par 0.9 (selon Kääh, 2001), la vitesse d'écoulement moyenne du glacier ( $\bar{U}$ ) vaut 3.02 m/an. Les valeurs mesurées sont résumées dans le tableau 12.

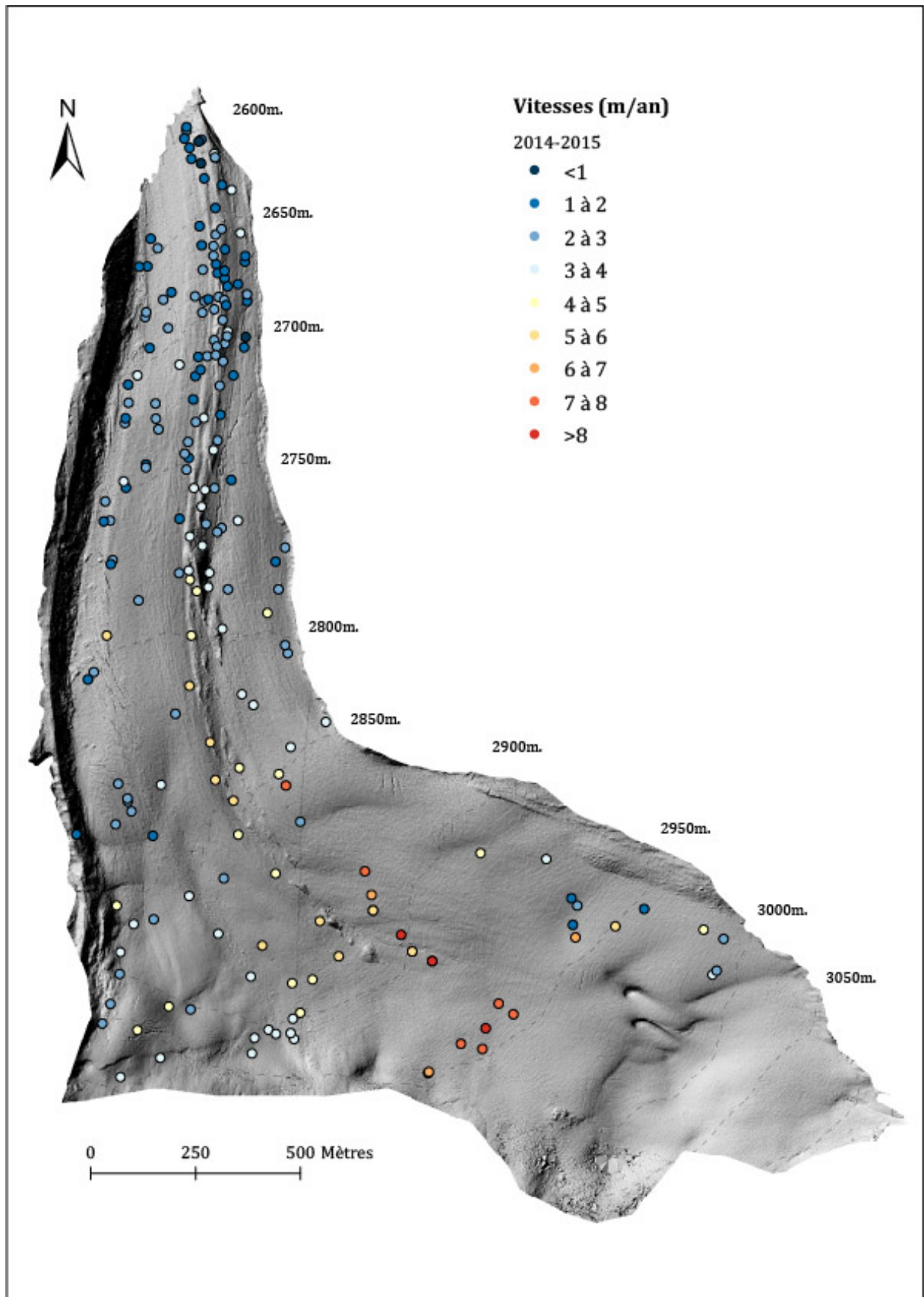
**Tableau 12: Statistique des vitesses mesurées**

Vitesses calculées à partir de blocs à la surface du glacier et les statistiques de l'échantillon

	Nombre de blocs	$\bar{U}_s$ (m/an)	Ecart-type	$\bar{U}_s$ min. (m/an)	$\bar{U}_s$ max. (m/an)	$\bar{U}$ (m/an)
Vitesses	214	3.36	2.02	0.86	10.20	3.02

Les vitesses sont élevées en amont du glacier, dans le cirque glaciaire et elles diminuent ensuite en direction de l'aval. Les valeurs les plus hautes se trouve au centre du glacier, en amont. Les vitesses diminuent vers les bords du glacier à cause du frottement exercé par les rives. Sur la langue, les vitesses diminuent rapidement à force de se rapprocher du front (Figure 26).





**Figure 26 : Vitesses d'écoulement**

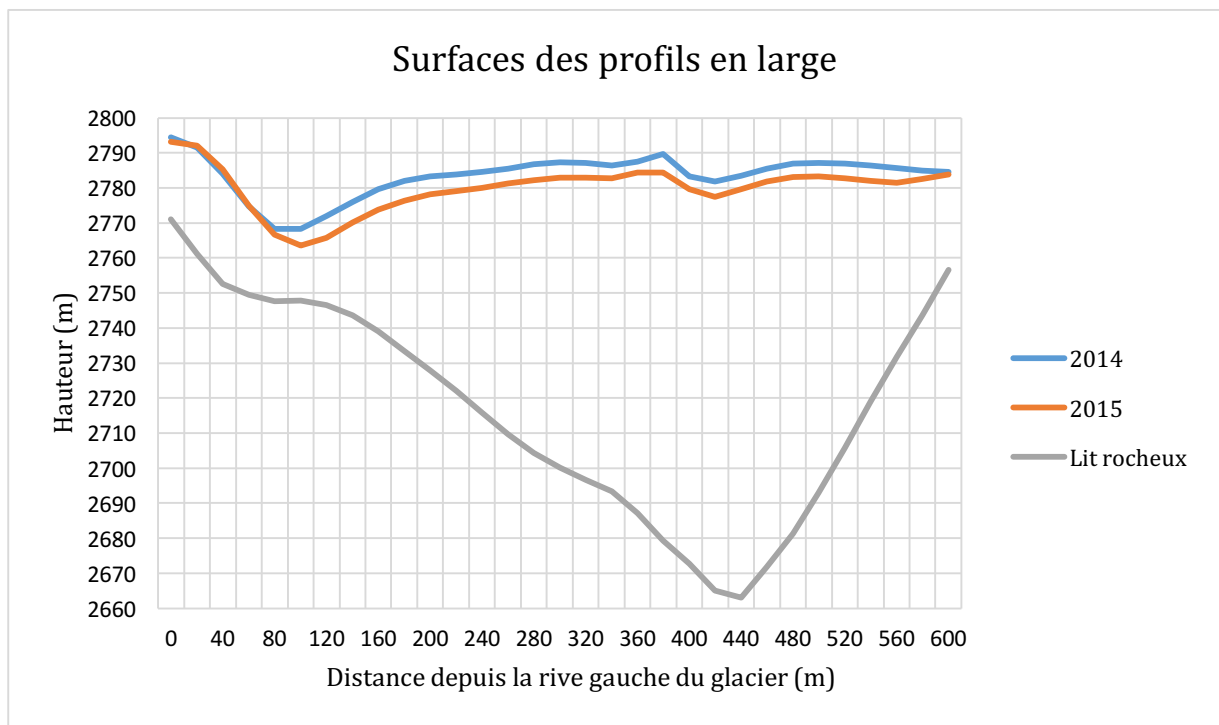
Les blocs répertoriés à la surface du glacier ont permis de calculer la vitesse d'écoulement du glacier et d'observer les variations de ces vitesses.

### 6.3.7. Détermination du volume de glace perdu

Les changements dans l'épaisseur issus du MNT de différence (Figure 22), la surface du glacier ainsi que la vitesse moyenne (Figure 26) permettent de déterminer le volume de glace perdu en prenant en compte l'écoulement du glacier selon l'équation [3]. Le taux de fonte annuelle a été ensuite calculé selon [4].

La variation dans l'épaisseur du glacier correspond à la valeur moyenne du MNT de différence pour la zone étudiée. Cette variation correspond à une perte de 3.14m. Cette valeur a été multipliée par la surface du glacier en 2014, soit 2'162'270m.<sup>2</sup> (soit 2.162 km.<sup>2</sup>) pour obtenir l'épaisseur de glace perdue en surface, soit un volume total de 6'789'529m<sup>3</sup>.

La surface du profil en large (Figure 7) correspond à la valeur moyenne entre la surface du même profil en 2014 (soit 40'679 m<sup>2</sup>) et 2015 (soit 38'458 m<sup>2</sup>). Elles ont été déterminées en comparant les MNTs 2014 et 2015 avec celui du lit rocheux (Figure 27). La différence entre ces deux surfaces montre une réduction en 2015 à cause de la fonte de glace. Entre 0 et 80m de la rive gauche, la différence entre les deux profils est presque nulle. Cet endroit correspond à la moraine latérale gauche et la glace qui s'y trouve est recouverte de sédiment. Sa fonte est moins importante que le reste du glacier, comme observé sur le MNT de différence (Figure 22).



**Figure 27 Profils en large de la surface 2014 et 2015**

Les profils en large du glacier en 2014 et 2015 ainsi que celui du lit rocheux (Sharp, 1993) permettent de déterminer la surface du profil en question.

En combinant la vitesse moyenne ( $\bar{U}$ ) et la surface moyenne du profil en large ( $A_u$ ) entre 2014 et 2015, le flux de glace ( $A_u\bar{U}$ ) est calculé. Il est ajouté au volume de glace perdu en surface ( $V$ ) afin de tenir compte de l'écoulement du glacier durant le période d'étude, selon [3]. La perte de masse du glacier ( $V_{gl}$ ) correspond alors à 6'922'480m<sup>3</sup>. Ce volume correspond à 6% du volume total du glacier en 2014. Les paramètres utilisés dans le calcul de la perte de masse sont tous résumés dans le tableau 13.

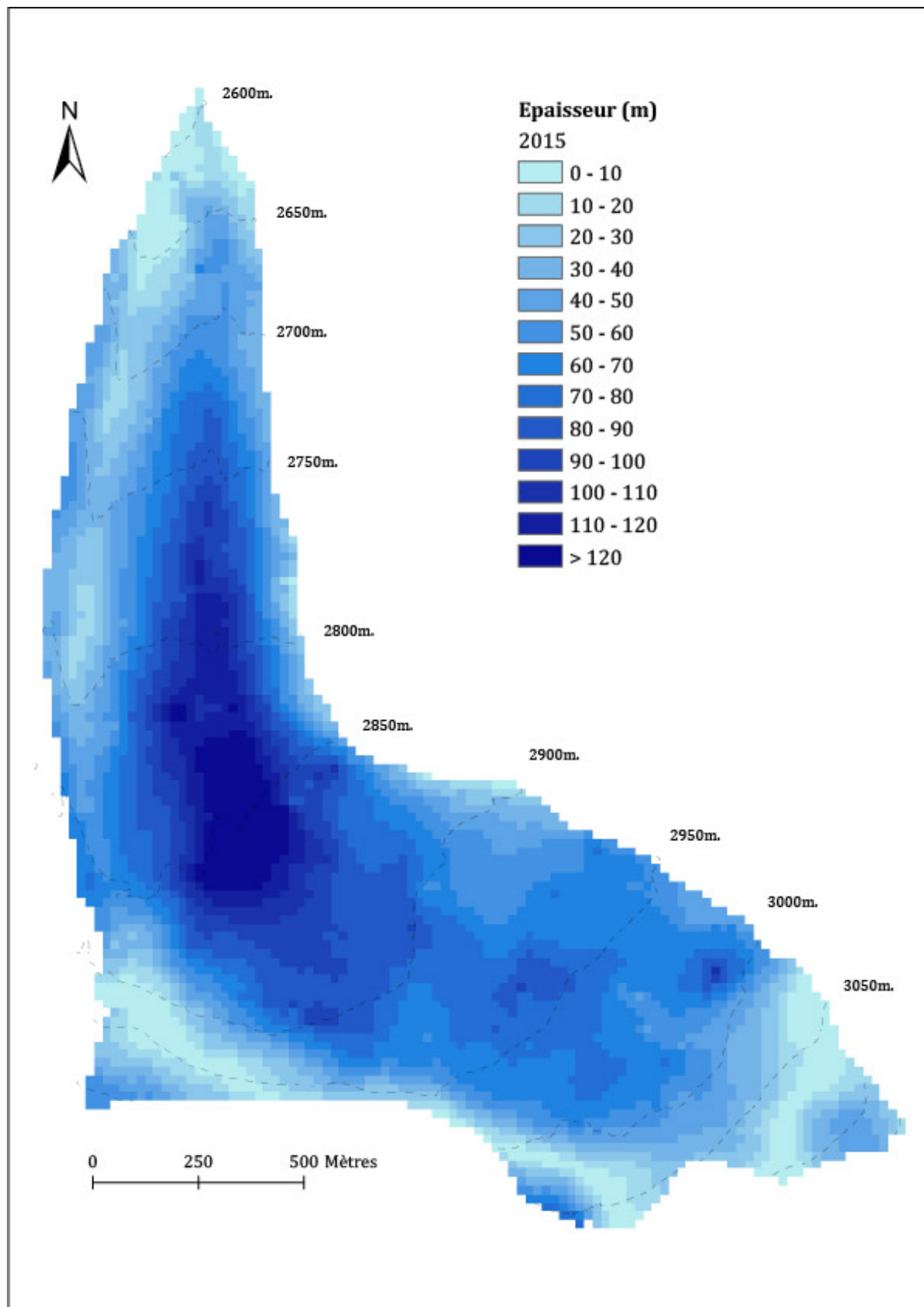
**Tableau 13 : Volume de glace perdu**

Les différents paramètres calculés pour le Haut glacier d'Arolla entre 2014 et 2015 afin de déterminer le changement dans le volume

Période	2014-2015
Epaisseur moyenne perdue (m)	3.14 m
Surface du glacier en 2014 (m <sup>2</sup> )	2'162'270m <sup>2</sup>
Volume de glace perdu en surface $V$ (m <sup>3</sup> )	6'789'529 m <sup>3</sup>
Surface moyenne du profil en large $A_u$ (m <sup>2</sup> )	39'568 m <sup>2</sup>
Vitesse moyenne $\bar{U}$ (m/an)	3.02m/an
Flux de glace $A_u\bar{U}$ (m <sup>3</sup> /an)	119'655m <sup>3</sup> /an
Volume de glace perdu $V_{gl}$ (m <sup>3</sup> ) / Pourcentage du volume total (%)	6'909'185 m <sup>3</sup> / 6%
Taux de fonte (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> /an)	3.18m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> /an

Le MTN du glacier en 2015 a été combiné au MNT du lit rocheux et permet de visualiser l'épaisseur de glace encore présente et sa répartition (Figure 28). Le front du glacier montre les épaisseurs de glace les plus faibles, entre 0 et 10m d'épaisseur. L'épaisseur augmente en direction de l'amont et les valeurs maximums se trouvent au centre du glacier, dans le secteur de la cabane des Bouquetins. A cet endroit, le glacier atteint 120 et 130m d'épaisseur. En amont, l'épaisseur au sein du cirque glaciaire est plus faible : entre 50 à 100m.





**Figure 28 Epaisseur de glace en 2015**

L'épaisseur de glace permet d'observer la répartition des hauteurs de glace encore présente.

### 6.3.8. Projection de fonte

En se basant sur le taux de fonte alloué à l'année caniculaire 2014-2015 et sur l'hypothèse que ce taux extrême soit la norme pour les années à venir, le temps nécessaire à faire disparaître l'ensemble du Haut glacier d'Arolla peut être déterminé (Figure 29). En combinant le MNT de l'épaisseur de glace (Figure 28) et le MNT de différence 2014-2015 (Figure 22), il est possible d'observer les zones qui vont disparaître le plus vite (figure 29).

Les parties les plus vulnérables sont celles où l'épaisseur de glace est la moins importante. Ces zones se trouvant au front du glacier et sur les rives, pourraient succomber en moins de 10 ans. La langue glaciaire montre le temps de fonte le plus court, soit 5 à 10 ans. La rive gauche de la langue semble être plus vulnérable que la rive droite. En revanche, la moraine latérale gauche montre un temps de fonte très long car protégée par l'épaisse couverture sédimentaire. Le centre du glacier où l'épaisseur de glace est la plus importante mettra plus de temps à disparaître.

Dans la zone amont du glacier, les bords du glacier montrent un temps de fonte relativement court (5 à 10 ans) car ces zones ont peu d'épaisseur de glace. Cependant, se trouvant à plus haute altitude, ces secteurs ne fondront pas aussi rapidement que le front du glacier bien que l'épaisseur soit similaire. Comme la régression « pas à pas » l'a montré, la fonte diminue avec une altitude plus haute.

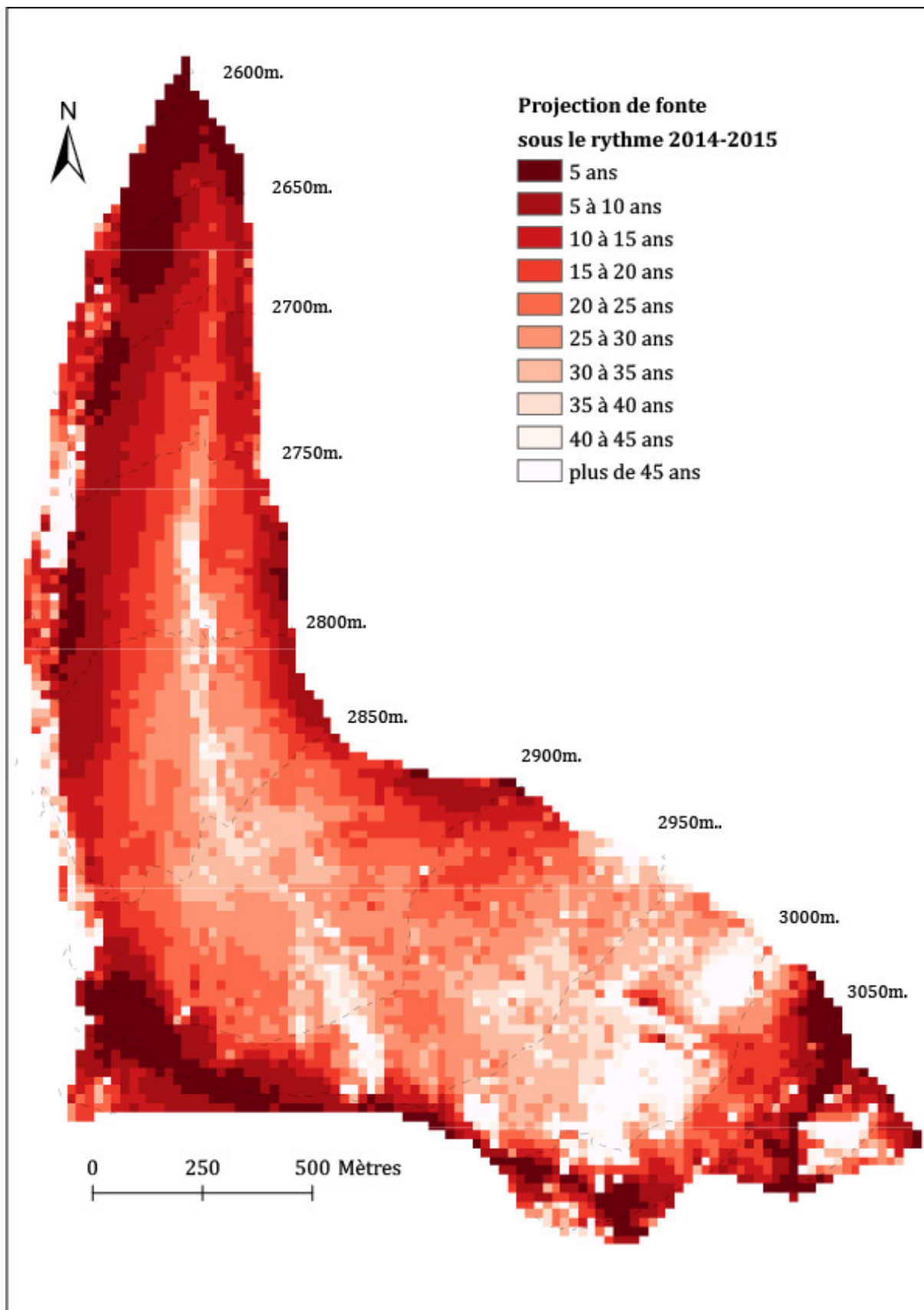
### 6.3.9. Volume d'eau

Le volume de glace perdu ( $V_{gl}$ ) calculé par [3] a été multiplié par 0.9 afin d'obtenir l'équivalent en volume d'eau (Tableau 14). Le volume d'eau issu de la fonte du glacier entre le 29 septembre 2014 et le 10 septembre 2015 équivaut à 6'230'232m<sup>3</sup> d'eau (Tableau 14). Cela représente 19% du volume d'eau total capté par la prise d'eau durant la période d'étude.

**Tableau 14 : Contribution en eau**

Calcul du volume d'eau apporté par la fonte du Haut glacier

Période	Volume de glace perdu $V_{gl}$ (m <sup>3</sup> )	Volume d'eau correspond (m <sup>3</sup> )	Volume d'eau total capté (m <sup>3</sup> )	Contribution du glacier
2014-2015	6'922'480	6'230'230	32'877'950	19%



**Figure 29 : Projection de fonte**

La projection du temps de fonte permet de visualiser les zones qui disparaîtront selon le taux de fonte de l'année 2014-2015.



## 7. Discussion

### 7.1. Partie méthodologique

#### 7.1.1. Qualité des résultats

Les MNTs produits par Pix4D avec la méthode SFM ont individuellement montré de bons résultats (Figures 12 et 13). L'erreur quadratique moyenne (*RMSE*) (Tableau 7) de chaque année est jugée bonne par le logiciel et se trouve dans le même ordre de grandeur que deux études similaires portant sur la même région. Bakker et Lane (2016) ont utilisé le même logiciel sur des images d'archives pour évaluer les changements géomorphologiques d'une plaine alluviale et ont obtenu une erreur quadratique moyenne de  $\pm 0.38\text{m}$  pour 2009. Gabbud et al. (2016) ont appliqué la photogrammétrie digitale conventionnelle sur des images d'archives du front du Haut glacier d'Arolla pour étudier sa réponse à l'échelle des décennies et ont obtenu une erreur quadratique moyenne de  $\pm 0.30\text{m}$  pour 2009. Ainsi, les valeurs de l'erreur quadratique moyenne obtenues pour 2014 et 2015 (respectivement  $\pm 0.219\text{m}$  et  $\pm 0.256\text{m}$ ) (Tableau 7) sont commensurables avec celles des études de Bakker et Lane (2016) et Gabbud et al. (2016).

L'auto-calibration réalisée par Pix4D a systématiquement déterminé des paramètres internes différents de leurs valeurs initiales (Tableau 8) : la distance focale a été optimisée à une valeur plus petite et le logiciel a déterminé des distorsions lors du calcul des paramètres internes alors que le rapport de calibration de l'appareil photo ne mentionne aucune distorsion.

#### 7.1.2. Erreur systématique

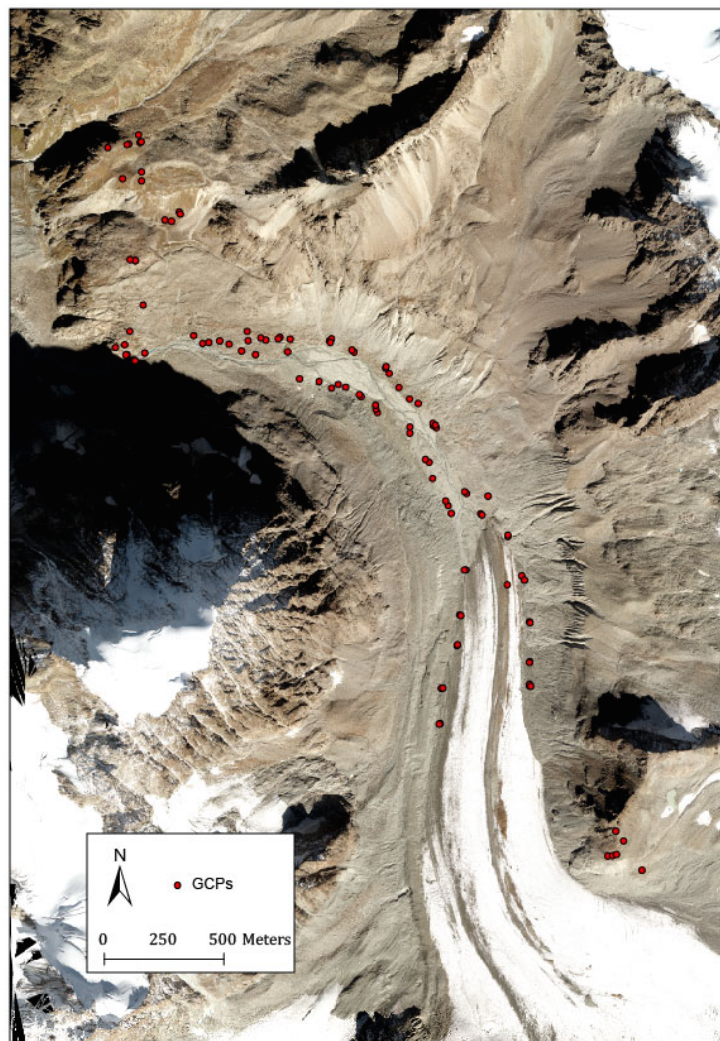
En combinant les deux MNT produits, une erreur systématique est apparue : un tilt ou *banding effect* (Figure 14). La cause d'un tilt peut provenir d'une erreur dans la position et l'orientation de l'appareil photo, soit les paramètres internes, qui s'est ensuite propagée en erreur systématique dans les MNTs (Lane et al. 2004). Les paramètres internes sont déterminés durant l'ajustement des faisceaux (BBA) à partir des points-clé identifiés par l'algorithme SIFT lors d'un traitement SFM (Westoby et al., 2012 ; Micheletti et al., 2015b).

Plusieurs raisons peuvent expliquer cette erreur systématique persistante : la distribution des points de contrôle (1) (James et Robson, 2012), le mode d'acquisition des photographies (2) (Wackrow et Chandler, 2008) ou la qualité des photographies aériennes (3) (Westoby et al., 2012). Ce genre d'erreur a été rencontré dans plusieurs études utilisant la photogrammétrie SFM (par ex. : James et Robson, 2014 ; Dietrich 2016).

Pour réduire ce problème, des points de contrôle ainsi que des *tie points* peuvent être ajoutés au projet (Lane et al., 2004). Cependant, malgré l'utilisation de GCPs et *tie points* dès le début du traitement des images, le tilt est toujours présent lors de la comparaison des MNTs produits par la méthode SFM (Figure 14).

(1) Les GCPs, plus précis que les *tie points*, sont toutefois limités dans leur répartition spatiale par la topographie de la zone d'étude (Figure 30). Ils sont concentrés dans la marge pro-glaciaire, facilement accessible à pied, à des altitudes entre 2530 et 2710m. En effet, dans un bassin versant de haute montagne tel que celui du Haut glacier d'Arolla, il est difficile d'accéder à certains endroits pour mesurer des points de contrôle. Les GCPs sont donc confinés dans les secteurs stables facilement accessibles à pied, c'est pourquoi ce sont majoritairement des blocs de la marge pro-glaciaire (Figure 30). Cette disparité entre GCPs et *tie points* explique probablement que les effets du tilt soient très marqués en haute altitude et moins dans la marge pro-glaciaire (Figure 14). Les coordonnées des *tie points* sont extrapolées à partir des GCPs .

Une manière de réduire la déformation serait d'améliorer la distribution spatiale des points de contrôle au travers du terrain d'étude (James et Robson, 2012, 2014 ; Bakker et Lane, 2016) et d'en collecter notamment dans les frontières/bords du terrain afin d'éviter l'extrapolation des points de contrôle à ces zones (James et Robson, 2012). Cependant, dans un contexte de haute montagne comme le bassin versant du Haut glacier d'Arolla, l'acquisition de ces points de contrôle est rendue plus compliquée du fait de la topographie accidentée. La campagne de terrain devrait être plus longue et plus compliquée pour collecter des points mieux répartis (James et Robson, 2012).

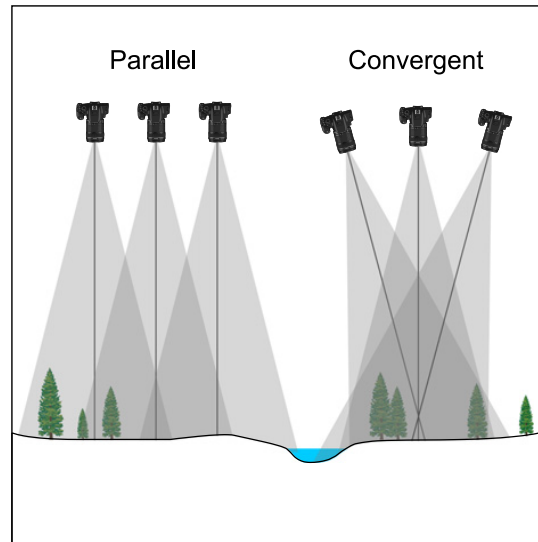


**Figure 30 Points de contrôles GCPs**

La répartition des points de contrôles relevés durant la campagne de terrain est contrainte par l'accessibilité des zones.



(2) Le plan de vol utilisé lors de l'acquisition des photographies influence fortement le calcul des paramètres internes et externes lors de l'auto-calibration effectuée par le logiciel SFM (Wackrow et Chandler 2008 ; James et Robson, 2014 ; Micheletti et al., 2015b) et donc la présence ou non d'un tilt (Lane et al., 2004). En effet, le plan de vol et la position de l'appareil photo détermine la géométrie d'acquisition des photographies : la géométrie parallèle fournit des images « planes » avec un même point de vue consécutivement à un plan de vol « nadir » (Figure 8) tandis qu'une géométrie convergente fournit des images obliques, prises sous différents points de vue et dont le chevauchement est plus important (Figure 31).



**Figure 31 : Géométrie d'acquisition**

Schéma illustrant les deux types de géométries d'acquisition des images. Tiré de Dietrich (2016)

L'algorithme utilisé par la méthode SFM se base sur un gradient de couleurs et n'est pas sensible aux changements d'échelle (Westoby et al., 2012 ; Fonstad et al., 2013 ; Bakker et Lane, 2016). Afin d'exploiter au mieux le potentiel de cet algorithme, la géométrie des images devrait être convergente afin d'obtenir des images obliques et non-parallèles (Figure 31) (James et Robson, 2012). Une géométrie parallèle montre des variations dans les valeurs absolues des pixels alors qu'une géométrie convergente montre des déformations de formes et des changements de couleurs des pixels qui peuvent être reconnus avec l'algorithme SIFT qu'utilise la méthode SFM (Fonstad et al., 2013).

Les jeux d'images 2014 et 2015 présentent une géométrie parallèle, consécutivement à un vol de tracé « nadir » (Figure 8). Le logiciel SFM manque dès lors de variations dans les formes, les textures et les couleurs des éléments. Un logiciel SFM se base sur les points-clés identifiés pour déterminer les paramètres internes et externes par auto-calibration (Westoby et al., 2012 ; Fonstad et al., 2013). En utilisant une géométrie parallèle, le potentiel de la méthode SFM n'est pas bien exploité. Ainsi, l'auto-calibration réalisée avec un logiciel SFM sur des images à géométrie parallèle entraîne la détermination de distorsions radiales et donc des déformations dans l'élévation (James et Robson, 2014 ; Dietrich, 2016), comme il a été observé dans le rapport de qualité lors du traitement SFM (Tableau 9).

Lors d'une simulation, Wackrow et Chandler (2008) ont montré que la variation d'un seul paramètre d'orientation interne (par exemple des distorsions radiales ou une fausse distance focale) peut totalement changer la répartition spatiale des changements de hauteur dans le cas d'une géométrie parallèle et que ces déformations peuvent être significativement réduite avec une géométrie convergente (Figure 31).

Le cas d'une erreur dans le calcul des paramètres internes, soit un modèle d'appareil photo non-adéquat, est illustré par la méthode SFM effectuée à partir des photographies de 2014 et 2015 : le logiciel a calculé des différences dans les distorsions (Tableau 8) alors que le rapport de calibration précisait « aucune distorsion » de l'objectif, ce qui a conduit à une erreur dans l'élévation (Figure 14). Le même type d'erreur a été rencontré chez Dietrich (2016), démontrant que les déformations s'expliquent par des erreurs dans le modèle d'appareil photo calculé (paramètres internes).

(3) Lors d'un traitement photogrammétrique de type SFM, les paramètres internes et externes sont optimisés durant l'ajustement des faisceaux (*BBA*) à partir des photographies utilisées, en se basant sur l'algorithme « SIFT » (James et Robson, 2012). Dès lors, la qualité de ces photographies a une influence importante (Fonstad et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015b ; Bakker et Lane, 2016). Plusieurs facteurs influencent la qualité des photographies comme l'exposition, le relief, la géométrie d'acquisition des photographies et le recouvrement entre les images. La qualité des photographies influence la détection et l'association des points-clé, c'est pour cela qu'il est important d'avoir des photographies de bonnes qualités (Bakker et Lane, 2016).

Les erreurs du MNT de différence se trouvent principalement dans les secteurs enneigés ou à l'ombre où l'identification de points-clés est rendue plus difficile par une texture des images plus faibles (Bakker et Lane, 2016). Le secteur en amont du glacier (Figure 7) a été retiré car certains pixels étaient biaisés : ceux-ci se trouvaient dans des zones d'ombre ou de neige et possédaient donc peu de texture.



### 7.1.3. Correction de l'erreur systématique

La correction appliquée au MNT 2015 par rapport au MNT 2014 par le *multi-station adjustment* n'a pas donné de résultats convaincants (Figure 16), ce qui signifie qu'une erreur est toujours présente. Bien que cette méthode ait donné de bons résultats pour corriger des MNTs issus de la photogrammétrie conventionnelle (Lane et al., 2016), elle a montré des résultats plus ou moins satisfaisants lorsqu'elle est utilisée pour corriger des MNTs issus de photogrammétrie « SFM » (Bakker et Lane, 2016).

La déformation observée dans le MNT de différence issu de la méthode SFM (Figure 14) est causée en partie, par une mauvaise modélisation des paramètres internes de l'appareil photo. La modélisation des paramètres internes ne peut pas être corrigée par le *multi-station adjustment*. En effet, le MNT de différence produit après la correction du MNT 2015 par Riscan Pro présente un *doming*. Le tilt a été traité mais les erreurs produites par la géométrie d'acquisition des images, non adaptées au logiciel SFM, sont toujours présentes et une erreur est toujours visible (*doming*).

Pour diminuer l'erreur et réduire la déformation observée sur le MNT de différence, les paramètres internes ont été fixés et ne sont ainsi pas optimisés dans la photogrammétrie hybride testée (Figure 11 et tableau 4), ainsi les paramètres internes correspondent à ceux donnés par le rapport de calibration.

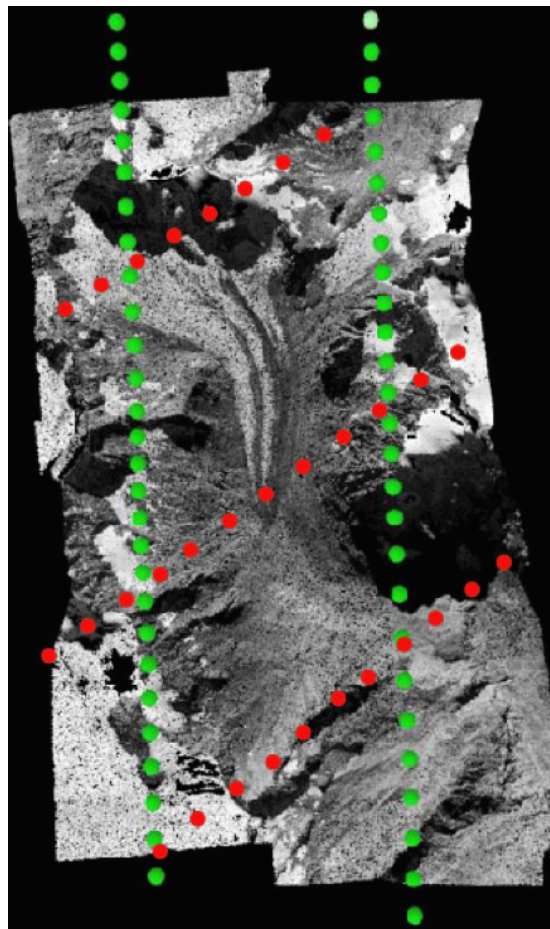
Le MNT de différence résultant présente encore une déformation (Figure 19) même si celle-ci est moins importante que pour la méthode SFM (Figure 14). Alors la déformation n'est pas causée uniquement par une erreur dans la détermination des paramètres internes mais peut s'expliquer par la géométrie parallèle des photographies. James et Robson (2014) ont montré que les déformations sont négligeables lorsque les paramètres internes sont fixes dans le cas de géométrie parallèle.

Le jeu d'images utilisé pour la méthode hybride est le même que pour la méthode SFM et possède donc une géométrie parallèle. La qualité des photographies est la même tout comme la répartition des GCPs (Figure 30). Ainsi la déformation observée dans le MNT de différence de la méthode hybride peut s'expliquer par la géométrie d'acquisition des images et la répartition des GCPs qui influencent leur qualité. Dans le cas d'une géométrie parallèle, les zones présentant peu de texture sur une photographie seraient mises en lumière sous d'autres points de vue avec des images obliques obtenues avec une géométrie convergente (Figure 31). Comme le MNT de différence de la méthode SFM (Figure 14), celui de la méthode hybride (Figure 19) montre que les déformations sont plus importantes dans les zones à faible texture (par exemple, à l'ombre de Mont Collon ou dans les zones enneigées).

#### 7.1.4. Améliorations et limites de l'application SFM

La méthode SFM a montré des limites lors de son application sur un jeu de photographies « parallèles » pour l'étude d'un glacier. Le mode d'acquisition des photographies influence fortement le traitement photogrammétrique, notamment lors de l'utilisation de la photogrammétrie SFM. L'avantage d'un jeu de photographies acquises avec une géométrie parallèle est de pouvoir couvrir de larges surfaces telles qu'un glacier. Cependant cette géométrie n'est pas optimale pour l'application de la photogrammétrie SFM. Cette méthode est plus efficace avec des photographies obliques et donc obtenues avec une géométrie convergente. Ce type de géométrie limite néanmoins la surface à étudier, à moins que plusieurs tracés soient effectués.

Pour améliorer le traitement SFM sur le jeu de photographies du Haut glacier d'Arolla, James et Robson (2014) suggère de compléter un vol de type nadir par une autre prise de vue qui croiserait le premier tracé, de manière à avoir plus de chevauchement entre les images et également de modifier les points de vues des photographies et donc d'améliorer la texture de certaines zones. Une amélioration possible serait de changer l'angle de l'appareil photo afin d'obtenir également des images obliques de la scène. Dans cette étude, il faudrait donc réaliser un nouveau vol dont le tracé croiserait le premier (en rouge sur la figure 32) et éventuellement varier l'angle de l'appareil photo ce qui pourrait augmenter le chevauchement et améliorer la texture des images.



**Figure 32: Nouveau tracé de vol**

Un vol de type Nadir (en vert) serait plus optimal pour la méthode SFM s'il était complété d'un second vol (en rouge) qui entrecroiserait le premier tracé.

## **7.2. Partie glaciologique**

### **7.2.1. Variation spatiale de la fonte à la surface du glacier**

Le Haut glacier d'Arolla montre une fonte importante sur l'ensemble de sa surface (Figure 22). La perte d'épaisseur moyenne en une année hydrologique atteint 3.14m (septembre 2014 à septembre 2015). Plusieurs liens avec les conditions météorologiques et certains facteurs géomorphologiques peuvent expliquer cette ablation exceptionnelle.

En premier lieu, l'automne 2014 a montré des températures élevées (MétéoSuisse, 2014) ce qui a prolongé la période d'ablation de l'année hydrologique 2013-2014 et a contribué, en partie, à la perte d'épaisseur qui s'est observée durant l'année hydrologique 2014-2015. Après quoi, la canicule de l'été 2015 représente la principale cause de cette fonte impressionnante. Ces températures estivales records expliquent la perte dans l'épaisseur (MétéoSuisse, 2016 ; Huss et al., 2016). L'isotherme du 0°C se trouvait, en moyenne, à 3941m. durant les trois mois de plein été (juin à août) (OFEV, 2016). Cela signifie que l'ensemble du Haut glacier était sujet à la fonte (zone d'accumulation comprise) : le Haut glacier prend source à des altitudes entre 3400 et 3500m. Ces températures extrêmes ont fait fondre la neige accumulée en hiver dont le rôle est de protéger la glace face aux rayonnements solaires (Figures 4 et 24) (Nakawo et Young, 1981). Sans couche de neige protectrice, le glacier a alors fondu plus rapidement que s'il avait été protégé par une couche de neige. Les températures importantes de l'été 2015 associées à l'important flux de radiation calculé sur l'ensemble du glacier (Figure 24) expliquent que toute la neige accumulée durant l'hiver ait disparu et qu'une importante quantité de glace ait alors fondu.

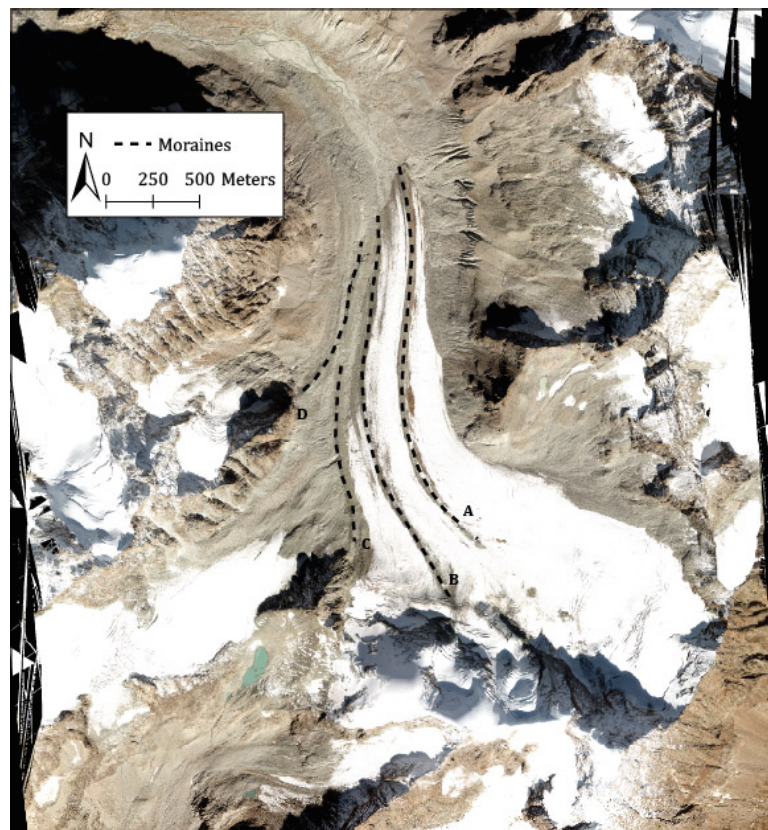
En plus de l'effet protecteur d'une couche de neige, celle-ci possède un albédo plus grand que la glace (0.7 à 0.9 pour la neige contre 0.1 à 0.3 pour la glace) (Brock et al., 2000 ; Hock, 2005 ; Paul et al., 2005). Dès lors, sa capacité de réflexion des radiations solaires est plus importante ce qui permet de protéger le glacier des radiations solaires et d'en réduire la fonte. Le taux de fonte en surface est très sensible aux variations de l'albédo (Bock et al., 2000 ; Paul et al., 2005). A cause des températures élevées de l'été 2015, la zone étudiée ne présente plus une épaisse couverture neigeuse au mois de septembre. Les températures ont altéré le manteau neigeux qui s'est dégradé tout au long de la saison d'ablation jusqu'à totalement disparaître. En septembre 2015, le Haut glacier ne possédait plus véritablement de couche de neige à sa surface. L'élévation de l'isotherme du 0°C à des altitudes proches de 4000m. a provoqué de la fonte lieu sur l'ensemble du glacier (Figure 22), aussi bien à basse qu'à haute altitude de la zone étudiée.

Bien que la fonte se produise sur l'ensemble de la surface étudiée, elle n'est pas égale à chaque endroit (Figure 22). La perte dans l'épaisseur est moins importante en amont et plus marquée en aval. La fonte diminue donc avec l'altitude, reflétant la zone d'ablation en aval et celle d'accumulation en amont, bien que le terme accumulation ne soit pas vraiment approprié dans ce cas. Dès lors, il convient mieux de parler d'ablation réduite puisque même la partie d'accumulation se trouvait sous l'isotherme du 0°C et, de ce fait, sujette à l'ablation estivale. Comme l'analyse de régression « pas à pas » l'a montré, l'altitude est un facteur important du contrôle de la fonte du glacier. En effet, la fonte diminue avec l'altitude puisque celle-ci a une influence sur les températures.

Grâce aux différents outils d'analyses spatiales d'ArcGIS, il a été possible de déterminer certains facteurs expliquant la répartition spatiale de la fonte sur la surface du glacier. Dans un premier cas, une corrélation apparaît entre fonte et orientation nord-ouest (Figures 22 et 23). Les secteurs orientés nord-ouest sont soumis à une durée d'ensoleillement plus longue que les autres orientations et par conséquent, reçoivent plus de radiations solaires (Figure 24). La neige et son albédo élevé vont disparaître et mettre à jour la glace sous-jacente qui, elle, va fondre à un rythme plus rapide encore. Ce qui contribue aux pertes d'épaisseurs plus importantes observées dans les secteurs orientés nord-ouest (Figures 22 et 23).

Un des facteurs influençant la répartition spatiale de la glace est la présence d'une couverture sédimentaire et son épaisseur. Une fine couche de sédiment va donner une couleur foncée à la glace, qui se nommera alors glace noire. L'albédo de la glace noire est très faible (Brock et al., 2000 ; Strasser et al., 2004), ce qui favorise l'absorption du rayonnement solaire et favorise ainsi la fonte de la glace. En rive gauche du front glaciaire, une zone de glace noire est facilement identifiable et montre une fonte importante (Figures 7 et 22). Lors d'une année caniculaire comme les étés 2003 et 2015, la neige accumulée durant l'hiver a totalement fondu durant l'été, voir même au début de la saison de fonte. Lors d'épisodes venteux, ce ne sont pas les particules de neige qui sont déplacées mais les sédiments. Ils vont alors se déposer sur la glace et lui donner une couleur foncée. La fine couche de sédiments créée (<5cm) possède un albédo faible, ce qui va accélérer l'ablation de la glace sous-jacente à cause d'une plus grande absorption d'ondes solaires courtes (Benn et al., 2003 ; Haeberli et al., 2007).

Cependant, si les sédiments présents forment une couche assez épaisse (>50cm), celle-ci aura un effet protecteur sur la fonte de la glace (Benn et al., 2003). La couche sédimentaire est assez épaisse pour isoler la glace sous-jacente du rayonnement et des températures. Souvent, les dépôts sédimentaires épais sont liés à la présence de moraines. Sur le Haut glacier, quatre moraines se distinguent.



**Figure 33 : Systèmes morainiques**

En surface du haut glacier, les quatre moraines présentent influencent la fonte en fonction de l'épaisseur sédimentaire présente.



A l'Est, une moraine médiane de type « *ablation-dominant* » a été formée par l'accumulation de débris à la surface du glacier (Gomez et Small, 1985) : la couche sédimentaire, assez épaisse, permet de protéger la glace qui fond alors moins vite que le reste du glacier (Figure 22). Cette moraine s'est développée avec la fonte du glacier (Gabbud et al. 2016) : en perdant en dynamique, le glacier a également perdu sa capacité à évacuer les sédiments qui se sont petit à petit accumulés (A sur figure 33).

Au centre, une moraine médiane (B sur la figure 33) est issue de la jonction entre l'écoulement centrale du glacier au centre (entre le refuge des Bouquetins en rive droite et le Mont-Brûlé en rive gauche) et l'écoulement en rive gauche du glacier, au pied de la Vierge. L'érosion des parois rocheuses constitue la source sédimentaire de cette moraine. En amont, elle montre peu d'influence sur la fonte. Cependant, en aval, elle se confond avec d'autres dépôts morainiques. Ce qui augmente la fonte (Figure 22) car l'épaisseur de ce dépôt est trop mince pour protéger la glace et va, à l'inverse, augmenter son ablation (Nakawo et Young, 1981).

En rive gauche du glacier, la troisième moraine (C sur la figure 33) correspond à une moraine de type « *ice stream interaction* » (Gomez et Small, 1985). Les sédiments ont été apportés par le glacier de l'Evêque, à l'Ouest. En se retirant, il s'est déconnecté du Haut glacier et a déposé une couche sédimentaire qui isole la glace.

La quatrième moraine (D sur la figure 33) a été formée de la même manière, par l'apport en sédiment supra glaciaire du glacier de la Mitre qui se trouve au pied de la face sud de Mont Collon (Gomez et Small, 1985). Cette moraine présente une couche de sédiment épaisse qui protège efficacement la glace (Figures 22 et 27) du fait de sa faible conductivité thermique (Gabbud et al., 2016). Le développement d'une couche sédimentaire épaisse peut donc protéger efficacement la glace qui peut alors se maintenir : ce phénomène s'observe déjà en aval du front du haut glacier. En rive gauche, un mur de glace est encore présent bien qu'il soit déconnecté du glacier. Il fond moins rapidement que la glace exposée car il est protégé par une épaisse couche sédimentaire (Figure 34).



**Figure 34: Mur de glace en aval du Haut glacier**

A l'aval du front du Haut glacier se trouve le mur de glace morte, déconnecté du glacier mais protégé par une couverture sédimentaire épaisse.

### 7.2.2. Réponse du glacier lors de l'année hydrologique 2014-2015

L'évaluation de la réponse du Haut glacier d'Arolla a permis de mieux comprendre les changements liés à un été caniculaire puisque l'été 2015 a affiché des températures records que seule la canicule de 2003 avait dépassée. En réaction à ces conditions défavorables, le Haut glacier d'Arolla a perdu une épaisseur de glace très importante : en moyenne 3.14m (Tableau 13). Les changements de surface (environ -2%) sont moins impressionnants que ceux dans l'épaisseur (3.14m. d'épaisseur moyenne perdue). La glace disparue au cours de l'année 2014-2015 représente 6% du volume totale du glacier, déterminé grâce au MNT du lit rocheux (Sharp et al., 1993).

Une ablation aussi importante montre une réaction directe au forçage des températures plutôt qu'une réponse dynamique à une variation climatique. Ce phénomène se qualifie de « *down-wasting* » ou de désintégration (Haeberli et al., 2007 ; Paul et al., 2007). En prenant en compte la différence de densité entre eau et glace (Bauder et al., 2007 ; Paul et Haeberli, 2007 ; Gabbud et al., 2016), le bilan de masse du Haut glacier d'Arolla correspond à une lame d'eau perdue de 2.82 m.w.e. (Tableau 13). Cette valeur est du même ordre de grandeur que les bilans de masse calculés pour l'année caniculaire de 2003 : Zemp et al. (2005) ont déterminé une valeur moyenne du bilan de masse de -3m.w.e alors que Farinotti et al. (2009) ont trouvé une valeur de -2.40 m.w.e. En comparaison avec les valeurs des années passées, le bilan de masse du Haut glacier d'Arolla pour l'année hydrologique 2014-2015 est nettement moins bon que les mesures moyennes passées : -0.6 m.w.e par an pour les années 1990 et -1 m.w.e par an durant les 10 dernières années (Académies suisses des sciences naturelles, 2016). Le bilan de masse permet de constater la réaction directe et non-retardée d'un glacier (Haeberli, 1998). Lors de l'année 2014-2015, la réaction au forçage des températures est immédiate et très importante.

Malgré cette fonte importante sur l'ensemble du glacier, le taux de fonte calculé selon [4] pour la période 2014-2015 (soit 3.18 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>/an)(Tableau 13) est plus faible que les taux de fonte moyens entre 2000 à 2005 et 2005 à 2009 qui sont compris entre 4.4 et 4.8 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>/an, calculés par Gabbud et al. (2016). Plusieurs raisons peuvent expliquer cette différence. Pour la période 2000 à 2005, l'été caniculaire de 2003, plus chaud que celui de 2015, a provoqué une fonte encore plus extrême et a engendré un taux de fonte marqué. De plus, l'étude de Gabbud et al. (2016) portait sur le front du glacier, soit uniquement sur la zone d'ablation où la fonte est logiquement plus importante que dans la zone d'accumulation située à plus haute altitude. Ceci peut expliquer que le taux de fonte de la période 2000 à 2005 soit plus haut que celui de 2014 à 2015. En outre, le calcul du taux de fonte prend en compte le flux de glace. Or, le flux de glace dépend lui de la vitesse et de la surface du profil en large, comme exprimé en [3]. Cette surface diminue lorsque le glacier perd de l'épaisseur (Figure 27), ce qui entraîne une diminution du flux de glace et donc du taux de fonte.

Quant à la vitesse moyenne obtenue pour la période 2014 à 2015 (soit 3.02 m/an) (Figure 26), la valeur est plus faible que la vitesse moyenne de Gabbud et al. (2016) qui était de 4m/an et également plus faible que la période 2005 à 2009 (3.60 m/an). Ce résultat est surprenant, car, suite à la canicule de 2015 l'effet de lubrification lié à la fonte devrait être important et influencer positivement la vitesse (Moreau, 1999). Plusieurs facteurs peuvent, néanmoins, expliquer une diminution de la vitesse.

Premièrement, il faut s'intéresser aux contraintes qui s'exercent sur le glacier. Le glacier subit une contrainte d'écoulement résultant de la gravité, de la densité de la glace et des dimensions du glacier (Cuffey et Paterson, 2010). Pour contrebalancer cette contrainte, deux autres contraintes sont présentes : la contrainte basale et la contrainte liée au frottement des bords contre le substratum rocheux (Cuffey et Paterson, 2010 ; Gabbud et al., 2016).

Entre 2014 et 2015, le Haut glacier a perdu de l'épaisseur ce qui a entraîné une diminution de son poids et donc de sa vitesse. En effet, les plus hautes vitesses mesurées correspondent aux zones où l'épaisseur de glace est la plus haute et inversement (Figures 26 et 28). La diminution de l'épaisseur entraîne également une diminution de la contrainte d'écoulement (Haerberli et al., 2007 ; Cuffey et Paterson, 2010). Cependant, les contraintes exercées par le frottement basal et celui des bords augmentent, ce qui entraîne un ralentissement de l'écoulement (Mair et al., 2008 ; Cuffey et Paterson, 2010 ; Gabbud et al., 2016) : les vitesses mesurées diminuent du centre vers les bords du glacier (Figure 26) suite à la diminution de l'épaisseur entre le centre et les bords (Mair et al., 2008). De plus, la pente du Haut glacier d'Arolla est faible sur l'ensemble de sa surface (Figure 25) : l'effet de gravité est moins important qu'en présence d'une pente marquée. Ainsi, la vitesse d'écoulement tend à diminuer à cause de la perte d'épaisseur importante (liée à la fonte) et à l'augmentation des contraintes liées aux frottements des bords et au niveau basale (Gabbud et al., 2016).

La contribution en eau issue de la fonte de la glace représente 19% du volume d'eau total capté pendant la période d'étude (Tableau 14). Le reste de l'eau est issu de la fonte de la neige, des précipitations et de la fonte des autres petits glaciers du bassin versant. Le volume d'eau issue de la fonte montre que l'apport des glaciers est une composante importante des écoulements (Huss, 2011). Ces écoulements tendront à augmenter avec la fonte des glaciers mais une fois que ceux-ci seront à nouveau à l'état d'équilibre ou auront totalement disparus, les écoulements vont diminuer ce qui engendrera un changement dans les régimes hydrologiques et certains enjeux socio-économiques (Huss, 2011 ; Finger et al., 2012). L'eau issue du bassin versant du Haut glacier d'Arolla est captée et acheminée dans le lac d'accumulation des Dix, situé dans la vallée voisine. A moyen terme, la fonte des glaciers sera favorable pour les ouvrages à accumulation mais l'alimentation de ces lacs d'accumulation sera moins certaine une fois le glacier disparu (Finger et al., 2012 ; Académie suisse des sciences naturelles, 2016).

Un autre enjeu pour les aménagements hydroélectriques alimentés par les glaciers est la gestion sédimentaire. Dans le cas du Haut glacier d'Arolla, la prise d'eau située à l'exutoire du bassin versant effectue régulièrement des purges durant la saison de fonte afin de libérer l'aménagement des sédiments accumulés (Gabbud et Lane, 2016b). Lorsque le glacier fournit une quantité d'eau importante, comme en 2015, l'apport sédimentaire est également plus important (Micheletti et Lane, 2016 ; Lane et al., 2017) et car la capacité de transport sédimentaire est augmentée (Lane et al., 2017). Par conséquent, les purges doivent être plus fréquentes ce qui engendre des pertes d'eau pour la production hydroélectrique. Alors que les canicules vont devenir plus fréquentes (Zryd, 2008), la gestion sédimentaire des prises d'eau deviendra un enjeu plus important.

### 7.2.3. Projection de fonte et évolution future

La projection de fonte (Figure 29) a permis de visualiser les zones qui disparaîtraient en premières si une année comme 2015 devenait la norme. Sans surprise, les zones où l'épaisseur est la plus faible fonderaient en premier et les zones où l'épaisseur est plus importante pourraient se maintenir plus longtemps.

Certaines zones où l'épaisseur est peu importante, montrent une projection de fonte plutôt longues, comme la moraine latérale gauche. Ce secteur qui ne présente pas une épaisseur de glace très importante (Figure 28) serait capable de se maintenir assez longtemps (entre 35 et 45 ans) alors que la glace voisine disparaîtrait d'ici 10 à 20 ans. Ce secteur est couvert par une couche sédimentaire épaisse. Comme mentionné auparavant, ce type de couche (>50 cm.) permet de protéger la glace du rayonnement et des températures. Cette glace protégée ne fond alors pas au même rythme que le reste du glacier. Il est possible que ce secteur se maintienne alors que le glacier se retire et se déconnecte ce qui donnerait lieu à un mur de glace comme il en existe déjà en aval du front actuel (Figure 34) (Gabbud et al., 2016).

L'interprétation du temps de fonte doit se faire en prenant en compte le fait que d'autres paramètres peuvent influencer les années restantes. Par exemple, l'augmentation de la couverture sédimentaire pourrait protéger le glacier et réduire sa fonte à certains endroits. L'accumulation sédimentaire va tendre à augmenter avec la diminution de la dynamique du glacier : il n'aura plus la capacité d'évacuer les sédiments. Ceux-ci pourraient s'accumuler pour finalement recouvrir le glacier et le protéger.

La survie d'un glacier peut également s'évaluer sur sa zone d'accumulation (Pelto, 2010). Si celle-ci n'est plus consistante et sujette à l'ablation alors le glacier n'est pas en équilibre (Pelto, 2010), ce qui est le cas pour le Haut glacier d'Arolla : entre 2014 et 2015, la fonte a eu lieu sur toute la surface, accumulation comprise. De plus, la zone d'accumulation du Haut glacier n'est plus très fournie : elle se trouve dans les parois du cirque glaciaire à des altitudes variant de 3000 à 3500m., entre la Vierge (3232m.) et le Mont-Brûlé (3538m.), soit dans un secteur très escarpé qui n'est pas favorable à d'importante accumulation de neige (Figure 7). De plus, le Haut glacier était auparavant alimenté par le glacier de l'Evêque et de la Mitre, situés en rive gauche qui sont désormais déconnectés du Haut glacier. La zone d'alimentation du Haut glacier n'est plus consistante et subit également la fonte estivale (Figure 22) ce qui traduit le déséquilibre de l'extension actuelle du Haut glacier (Pelto, 2010).

Entre 2014 et 2015, suite à la canicule, le glacier a montré une réaction extrême plutôt qu'une réponse dynamique aux conditions climatiques. L'importante fonte en surface traduit ce phénomène de désintégration (« *down-wasting* ») déjà observé dans les Alpes (Paul et al., 2004, 2007) ou ailleurs (Pelto, 2010). Cette réponse traduit l'incapacité du Haut glacier d'Arolla à se maintenir face aux conditions climatiques de 2014-2015 et également celles des dernières décennies puisqu'il n'a montré aucune avancée (Gabbud et al., 2016).

Le Haut glacier d'Arolla va vraisemblablement continuer à reculer puisque sa présente extension est trop grande par rapport aux conditions climatiques actuelles. Les quantités de neige accumulées annuellement ne sont pas assez importantes pour compenser les quantités de glace perdues à cause des températures. Ceci engendre un taux d'ablation très important. En



conséquence, le flux de glace en est réduit et le glacier ne parvient pas à maintenir sa position au front (Gabbud et al., 2016). La ligne d'équilibre va monter en altitude et dépasser l'altitude maximum du glacier qui n'aura alors plus de zone d'accumulation. De plus, les périodes caniculaires comme 2015 vont devenir de plus en plus fréquente ce qui va contribuer à maintenir, voir augmenter encore l'ablation qui s'est observée durant l'été 2015.



## 8. Conclusion

### 8.1. Conclusion méthodologique

Pour cette étude, la photogrammétrie « Structure from Motion » a été appliquée sur des photographies aériennes afin d'évaluer et de quantifier la réponse du Haut glacier d'Arolla face à l'événement caniculaire de 2015. Cette étude a permis d'évaluer la capacité de la méthode SFM à créer des MNTs précis et exactes à partir de photographies aériennes qui n'ont pas été acquises pour cette méthode.

Bien que la méthode SFM fonctionne de manière automatique, une solide connaissance de la photogrammétrie et notamment de la méthode SFM s'est avéré nécessaire pour faire face aux problèmes rencontrés lors du traitement photogrammétrique des photographies du Haut glacier d'Arolla. En effet, une erreur systématique (*tilt*) s'est révélée dans le MNT de différence issu de la méthode SFM. Afin de réduire cette erreur, plusieurs corrections ont été nécessaires. Les photographies utilisées dans cette étude, n'ont pas été acquises pour la méthode SFM, ce qui a provoqué des erreurs dans l'estimation des paramètres internes, pourtant déjà déterminé dans le rapport de calibration de l'appareil photo. La mauvaise estimation de ces paramètres internes a provoqué la présence de cette erreur systématique. Pour expliquer la difficulté de la méthode SFM à estimer correctement ces paramètres, trois causes ont été identifiées : la distribution des points de contrôles, la géométrie d'acquisition des photographies et la qualité des photographies.

Comme l'algorithme de la méthode SFM se base sur un gradient de couleur, il a été conclu que des photographies acquises sous différents points de vue et à géométrie oblique conviendraient mieux à cette méthode. Cette conclusion démontre également la limite de l'application de la photogrammétrie SFM sur un glacier. Pour couvrir une surface de cette dimension, une géométrie d'acquisition parallèle permet un gain de temps mais n'est pas adaptée à la méthode SFM.

En conclusion, la méthode SFM requiert une bonne connaissance de son fonctionnement et une réflexion quant au mode d'acquisition des photographies. Cette réflexion doit prendre en compte la taille de l'objet d'étude ainsi que sa nature pour planifier un tracé de vol adapté à la méthode SFM.

### 8.2. Conclusion glaciologique

L'évaluation et la quantification de la réponse du Haut glacier d'Arolla lors de l'année caniculaire de 2015, a permis de constater les conséquences d'un tel événement sur un glacier alpin et de quantifier les changements observés.

La fonte de la glace étant principalement contrôlée par les températures estivales, les effets des températures caniculaires de l'été 2015 sont particulièrement marqués. La fonte s'est produite sur l'ensemble du Haut glacier d'Arolla consécutivement à l'élévation de l'isotherme du 0°C. La perte d'épaisseur a été importante et a entraîné une diminution du volume du glacier de 6% en une seule année hydrologique. Cette réaction est plutôt qualifiée de désintégration que de réponse à un événement climatique et a déjà été constatée par d'autres études.

A l'échelle de la surface du glacier, la fonte peut être influencée localement par certains facteurs tels que l'épaisseur de la couverture sédimentaire et l'altitude.

Bien que ces facteurs puissent avoir une influence positive permettant d'atténuer la fonte, ils ne parviennent pas à contrebalancer les effets d'une canicule.

Le maintien du Haut glacier d'Arolla face au réchauffement climatique semble difficile. L'écoulement du glacier tend à diminuer avec la perte d'épaisseur ce qui provoque le retrait de sa position frontale. De plus, la zone d'accumulation est également sujette à la fonte ce qui signifie que le glacier ne possède plus véritablement de source d'accumulation pour se maintenir. Il est vraisemblable que le recul du Haut glacier se maintienne dans les années à venir et qu'il se retire au fond du cirque glaciaire

### **8.3. Conclusion général**

Cette étude a démontré l'importance de posséder de bonnes connaissances de la méthode utilisée afin de collecter des données adaptées ce qui permet un gain de temps et l'assurance de collecter des informations précises.

La collecte des données doit être préparée avec attention car il s'agit d'une étape clé qui peut fortement influencer la qualité de l'étude.

La photogrammétrie SFM a montrée des limites à son application sur des photographies à géométrie parallèle. Pour utiliser cette méthode, il est important de réfléchir aux buts de l'étude afin d'optimiser l'acquisition des images.

Néanmoins, la photogrammétrie se révèle être une technique efficace pour étudier un glacier alpin puisqu'elle permet de collecter rapidement les informations en trois dimensions. Ce qui, par conséquent, permet de quantifier les variations d'épaisseur qui sont plus pertinentes que les variations de longueur, pour évaluer la réponse d'un glacier. De plus, les MNTs sont des données contenant un grand nombre d'information et peuvent être utilisés pour différentes analyses qui complètent l'étude de base.

La réponse du Haut glacier d'Arolla permet d'appréhender les effets d'une canicule sur un glacier alpin. Il a montré une grande sensibilité aux températures estivales extrêmes et n'est un cas isolé dans le massif alpin. Alors que les canicules semblent devenir de plus en plus fréquentes, le Haut glacier d'Arolla ne sera pas capable de se maintenir très longtemps. Sa fonte représente des enjeux importants en terme de réduction des apports pour l'aménagement hydroélectrique qui captent ses eaux de fonte. Le réchauffement climatique et les canicules auront des graves impacts sur les glaciers des Alpes suisses et leur fonte représente des enjeux en terme de gestion de l'eau, de gestion sédimentaire et de gestions de risques naturels.

## 9. Bibliographie

- Académies suisses des sciences naturelles (2016). Coup de projecteur sur le climat suisse. Etat des lieux et perspectives. *Swiss Academies Report*, 11(5).
- Albertz J., Wiedemann, A. (1996). From analogue to digital close-range photogrammetry. *First Turkish-German Joint Geodetic Days* 245–253.
- Andreassen, L. M., Elvehoy, H. and Kjollmoen, B. (2002). Using aerial photography to study glacier changes in Norway. *Annals of Glaciology*, 34, 343–348
- Arnold, N. (2005). Investigation the sensitivity of glacier mass balance/elevation profiles to changing meteorological conditions : Model experiments for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37 (2), 139-145.
- Bakker, M., Lane, S.N. (2016). Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SFM) method. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI : 10.1002/esp.4085
- Baltsavias, E., Fayer, E., Bauder, A., Bösch, H., Pateraki, M. (2001). Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring. *Photogrammetric Record*, 17 (98), 243–273.
- Barrand, N., Murray, T., James, T., Barr, S. and Mills, J. (2009). Optimizing photogrammetric DEMs for glacier volume change assessment using laser-scanning derived ground-control points. *Journal of Glaciology*, 55 (189), 106-116.
- Bauder A, Funk M, Huss M. (2007). Ice volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology*. 46, 145–149.
- Beniston, M. (2003). Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59, 5–31
- Beniston, M. (2009). *Changements climatiques et impacts : de l'échelle globale à l'échelle locale*. Lausanne, Suisse. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes
- Benn, D. I., Kirkbride, M. P., Owen, L. A. and Brazier, V. (2003). Glaciated valley landsystems. In Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*, 372–406. London: Arnold.
- Begert M, Frei C. (2016). Area-mean temperatures of Switzerland. DOI:10.18751/Climate/Timeseries/CHTM/1.0, [08.11.2016] Disponible sur : <http://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/actuel/tendences-climatiques/donnees-de-la-temperature-moyenne-suisse-depuis-1864.html>
- Brock B.W., Willis, I.C., Sharp, M.J. (2000). Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of glaciology*, 46 (155), 675-688

- Brönnimann, S., Appenzeller, C., Croci-Maspoli, M., Fuhrer, J., Grosjean, M., Hohmann, R., Ingold, K., Knutti, R., Liniger, M. A., Raible, C. C., Rötthlisberger, R., Schär, C., Scherrer, S. C., Strassmann, K., & Thalmann, P. (2014). Climate change in Switzerland: A review of physical, institutional, and political aspects. *WIREs Climate Change*, 5, 461–481
- Chandler, J., Moore, R. (1989). Analytical photogrammetry : a method for monitoring slope instability. *Quarterly journal of engineering geology*, 22, 97-110
- Chandler, J. (1999). Technical communication – Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 51–63.
- CH2011 (2011), Swiss Climate Change Scenarios CH2011, published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC, Zurich, Switzerland, 88 pp. ISBN: 978-3-033-03065-7
- C.R. Kennedy (2013, 15 février) *Riegl RiScan Pro - Multi Station Adjustment Using the Plane Patch Filter* [Page Web]. Disponible sur : <https://www.youtube.com/watch?v=MDnqP5KV5eA> (consulté le 3 avril 2017)
- Cuffey, K., W. S. B. Paterson (2010). *The Physics of Glaciers*, 4th edition. Burlington : Elsevier
- Dietrich, J.T. (2016). Riverscape mapping with helicopter-based Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 252, 144-157
- Escher-Vetter, H., Siebers, M. (2007). Sensitivity of glacier runoff to summer snowfall events. *Annals of glaciology*, 46, 309-315.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M.(2009). An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. *Global and planetary change*, 68, 225-231.
- Favey, E., Pateraki, M., Baltsavias, E., Bauder, A., Bösch, H. (2000). Surface modelling for alpine glacier monitoring by airborne laser scanning and digital photogrammetry. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* 33 (B4), 269-277
- Finger, D., Heinrich, G., Gobiet, A., Bauder, A.(2012). Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on hydropower production during the 21st century. *Water resources research*, 48 (W02521).
- Fischer, M., Huss, M., Barboux, C. and Hoelzle, M. (2014). The new Swiss Glacier Inventory SGI2010 : Relevance of using high-resolution source data on areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46 (4), 933-945.
- Fischer, M., Huss, M., Hoelze, M. (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010. *The Cryosphere*, 9, 525-540
- Fischer, A. M., Liniger, M.A., Appenzeller, C. (2015b). Climate scenarios of seasonal means : extensions in time and space, *CH2011 Extension Series No. 2*, Zurich, 18 pp.

- Francou, B., Vincent, C. (2015). *Quoi de neuf sur la planète blanche ? Comprendre le déclin des glaces et ses conséquences*. Grenoble : Editions Glénat.
- Fonstad, M. A., Dietrich, J. T., Courville, B. C., Jensen, J. L. and Carbonneau, P. E. (2013). Topographic structure from motion : a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421–430.
- Gabbud, C., Micheletti, N., Lane, S.N. (2015). Lidar measurement of surface melt for a temperate Alpine glacier at the seasonal and hourly scales. *Journal of Glaciology*, 61(229), pp.963-974
- Gabbud, C., Micheletti, N. and Lane, S.N. (2016). Response of a temperate Alpine valley glacier to climate change at the decadal scale. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 98, 81–95.
- Gabbud, C., Lane, S.N.(2016b), Ecosystem impacts of Alpine water intakes for hydropower: The challenge of sediment management, *WIREs Water*, 3, 41–61.
- GIEC (2008). Changements climatiques 2007. Rapport de synthèse. Berlin.
- Gomez, B., Small, R. J. (1985). Medial moraines of the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland: Debris supply and implications for moraine formation. *Journal of Glaciology*, 31(109), 303-307
- Gross, J.W.(2015). A comparison of orthomosaic software for use with ultra high resolution imagery of a wetland environment. Center for Geographic Information Science and Geography Department, Central Michigan University, Mt. Pleasant, MI, USA. [https://imagininc.wildapricot.org/resources/SPPC/2015/papers/john\\_gross\\_paper.pdf](https://imagininc.wildapricot.org/resources/SPPC/2015/papers/john_gross_paper.pdf) (visité le 09.01.2017)
- Gürung, A.B.J., Stähli, M. (2014). Ressources en eau de la Suisse : ressources disponibles et utilisation-aujourd'hui et demain. *Synthèse thématique 1 dans le cadre du Programme national de recherche PNR61 « Gestion durable de l'eau »*, Berne.
- Haeberli, W., Müller, P., Alean, J., Bösch, H. (1989). Glacier changes following the Little Ice Age. A survey of the international database and its perspectives. In: Oerlemans, J. (Ed.), *Glacier Fluctuations and Climate*. Reidel, Dordrecht, pp. 77–101
- Haerberli, W., Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27 (4), 258-265
- Haerberli, W. (1998). Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. In : Haeberli, W., Hoelzle, M., Suter, S. (Eds.), *Into the Second Century of Worldwide Glacier Monitoring: Prospects and Strategies. Studies and Reports in Hydrology*. UNESCO, Paris, pp. 35–51



- Haerberli, W., M. Hoelzle, F. Paul, and M. Zemp (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change : the European Alps, *Annals of Glaciology*, 46, 150 – 160.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29 (3), 362–391.
- Hooke, R. LeB. (2005). *Principles of glacier mechanics – Second Edition*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Hubbard, A., Blatter, H., Nienow, P., Mair, D. and Hubbard, B. (1998). Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 44(147), 368-278.
- Hubbard, A., Willis, I., Sharp, M., Mair, D., Nienow, P., Hubbard, B., Blatter, H., (2000). Glacier mass-balance determination by remote-sensing and high resolution modelling. *Journal of Glaciology*. 46 (54), 491- 498.
- Huss, M., Jovet, G., Farinotti, D., Bauder, A., (2010). Future high mountain hydrology : a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth system sciences*. 14, 815-829.
- Huss, M., Usselman, S., Farinotti, D., Bauder, B.(2010b). Glacier mass balance in the south-eastern swiss Alps since 1900 and perspective for the future. *Erdkunde*, 44 (2), 119-140.
- Huss, M. (2011). Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe.
- Huss, M. (2012). Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *Water resources research*, 47 (W07511), 14pp.
- Huss, M. (2013). Density assumption for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7, 877-887.
- Huss, M., Dhulst, L., Bauder, A. (2015). New long-term mass-balance series for the Swiss Alps. *Journal of glaciology*, 61 (227), 551-562.
- Huss, M., Marty, C., Nötzli, J. (2016). La neige, les glaciers et le pergélisol 2014/15 *Les Alpes*, 92 (7), 36-43.
- James, M.R., Robson, S. (2012). Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera : Accuracy and geoscience application. *Journal of geophysical research*, 117 (F03017),1-17.
- James, M.R., Robson, S. (2014). Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth surface processes and landforms*, 39, 1413-1420.

- Javernick, L., Brasington, J., Caruso, B. (2014). Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166-182.
- Jordan, L. Ungerechts, B. Cáceres, A. Peñafiel & B. Francou (2005). Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997 *Hydrological Sciences Journal*, 50 (6), 949-961.
- Kääb, A., Haeberli, W., Gudmundsson, G.H., (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 8 (4), 409–426.
- Kääb, A. (2001). Photogrammetric reconstruction of glacier mass-balance using a kinematic ice-flux model. A 20-year time-series on Grubengletscher, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, 45-52.
- Kääb, A., Girod, L., Berthling, I. (2014). Surface kinematics of periglacial sorted circles using structure-from-motion technology, *The Cryosphere*, 8, 1041-1056.
- Kraus, K. (2007). *Photogrammetry - Geometry from Images and Laser Scans*. Goettingen : Walter de Gruyter.
- Keutterling, A. and Thomas, A., (2006). Monitoring glacier elevation and volume changes with digital photogrammetry and GIS at Gepatschferner glacier, Austria. *International Journal of Remote Sensing*, 27 (19), 4371–4380.
- Küng, O., Strecha, C., Beyeler, A., Zufferey, J.C., Floreano, D., Fua, P., Gervais, F. (2011). The Accuracy of Automatic Photogrammetric Techniques on Ultra-Light UAV Imagery. In IAPRS, Proceedings of the International Conference on Unmanned Aerial Vehicle in Geomatics (UAV-g), Zurich, Switzerland, 14–16 September 2011 ; 38.
- Lane, S.N., Richards, K.S, Chandler, J.H. (1993). Developments in photogrammetry ; the geomorphological potential. *Progress in Physical Geography*, 17(3), 306-328.
- Lane, S.N., Chandler, J.H., Richards, K.S. (1994). Developments in monitoring and modelling small-scale river bed topography. *Earth surface processes and landforms*, 19, 349-368.
- Lane, S. N., T. D. James, and M.D. Crowell (2000). Application of digital photogrammetry to complex topography for geomorphological research, *Photogrammetric Record*, 16(95), 793–821.
- Lane, S. N., Westaway, R. M. and Hicks, D. M. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 28, 249-271.
- Lane, S.N., Reid, S.C., Westaway, R.M., Hicks, D.M. (2004). Remotely sensed topographic data for river channel research: the identification, explanation and management of error. In *Spatial Modelling of the Terrestrial Environment*, Kelly REJ, Drake NA, Barr SL (eds). John Wiley & Sons: Chichester; 157–174.

- Lane, S.N., Bakker, M., Gabbud, C., Micheletti, N., Saugy, J.-N. (2016). Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. *Geomorphology*, 277, 210-227.
- Lane, S.N., Bakker, M., Gabbud, C., Micheletti, N., Saugy, J.-N. (2017). Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. *Geomorphology*, 277, 210-227.
- Lefeuvre, P.-M. (2016). Subglacial Processes and Subglacial Hydrology, PhD dissertation, University of Oslo.
- Lowe, D.G. (1999). Object recognition from local scale-invariant features. In : International Conference on Computer Vision, Corfu, Greece, 1150–1157.
- Lüthi, M.P., Bauder, A., Funk, M. (2010). Volume change reconstruction of Swiss glaciers from length change data. *Journal of Glaciology*, 115, F04022.
- Mair, D., Hubbard, B., Nienow, P., Willis, I., Fischer, U. H. (2008). Diurnal fluctuations on glacier ice deformation: Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1272-1284.
- Marty, C., Meister, R. (2012). Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observations. *Climatic change*, 111, 705-721.
- MétéoSuisse (2004). Rapport annuel 2003. Zürich.
- MétéoSuisse (2012). Bulletin climatologique année 2011. Genève.
- MétéoSuisse (2013). Bulletin climatologique année 2012. Genève.
- MétéoSuisse (2014). Bulletin climatologique année 2013. Genève.
- MétéoSuisse (2015). Bulletin climatologique année 2014. Genève.
- MétéoSuisse (2016). Bulletin climatologique année 2015. Genève.
- MétéoSuisse (2013b). Scénarios climatiques Suisse-un aperçu régional, rapport technique n°243 MétéoSuisse, 36 pages.
- Micheletti, N., J. H. Chandler, and S. N. Lane (2015a). Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of alpine landscapes, *Photogrammetric Record*, 30(150), 143–165.
- Micheletti, N., Chandler J.H., Lane S.N. (2015b). Section 2.2. Structure from Motion (SfM) photogrammetry. In: Cook SJ, Clarke LE and Nield JM (eds) *Geomorphological Techniques* (Online Edition). London, UK: British Society for Geomorphology. ISSN: 2047-0371.
- Micheletti, M., Lambiel, C., Lane, S.N. (2015c). Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting, *Journal of geophysical research*, 120, 2155-2175.

- Micheletti, N., Lane, S.N. (2016). Water yield and sediment export in small, partially glaciated Alpine watersheds in a warming climate, *Water Resources. Research.*, 52, 4924–4943.
- Moreau, L. (1999). Explications et synthèse de variations de l'hydrographie sous-glaciaire du glacier d'Argentière, Mont-Blanc, grâce aux mesures de l'écoulement du glacier sur son lit rocheux de 1970 à 1998. *La Houille blanche*, 5, 40-46.
- Nakawo, M., Young, G. J. (1981). Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice. *Annals of Glaciology*, 2, 85-91.
- Nolan, M., Larsen, C.F., Sturm, M. (2015). Mapping snow-depth from manned-aircraft on landscape scales at centimeter resolution using Structure-from-Motion photogrammetry. *The cryosphere discussions*, 9, 333-381.
- Oerlemans, J., Fortuin, J.P.F. (1992). Sensitivity of glaciers and small ice cape to greenhouse warming. *Science*, 258, 115-117.
- Oerlemans, J., Naderson, B., Hubbard, A., Huybrechts, Ph., Johannesson, T., Knap, W.H., Schmeits, M., Stroeven, A.P., Van de Wal, R.S.W., Wallinga, J., Zuo, Z. (1998). Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, 14, 267-274.
- Office fédéral de l'environnement (OFEV). (2016). La canicule et la sécheresse de l'été 2015 : impacts sur l'homme et l'environnement. *Office fédéral de l'environnement (OFEV), Berne. État de l'environnement*, n° UZ-1629, 108 pp.
- Office fédéral de l'environnement (OFEV) (2012). Impacts des changements climatiques sur les eaux et les ressources en eau. Rapport de synthèse du projet « Changement climatique et hydrologie en Suisse » (CCHydro). *Office fédéral de l'environnement, Berne. Connaissance de l'environnement*, 1217, 76 pp.
- Paul F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W. (2004). Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research. Letters.*, 31, (L21402).
- Paul, F., Machguth, H., Kääb, A. (2005). On the impact of glacier albedo under conditions of extreme glacier melt : the summer of 2003 in the Alps. *EARSeL eProceedings*, 4 (2), 139-149.
- Paul, F., Kääb, A., Haeberli, W. (2007). Recent glacier changes in the Alps observed by satellite : Consequences for future monitoring strategies. *Global and planetary change*, 56, 111-122.
- Paul, F. and Haeberli, W. (2008). Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models, *Geophysical Research. Letters*, 35, (L21502).
- Paul, F., Barry, R.G., Cogley, J.G., Frey, H., Haeberli, W., Ohmura, A., Ommanney, C.S.L., Raup, B., Rivera, A., Zemp, M. (2009). Recommendations for the compilations of glacier inventory data from digital sources. *Annals of glaciology*, 50 (53), 119-126.
- Paul, F. Frey, H., Le Bris, R. (2011). A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scences of 2003 : challenges and results. *Annals of glaciology*, 52 (59), 144-152.

- Paul, F., Bolch, T., Kääb, A., Nagler, T., Nuth, C., Scharrer, K., et al. (2015). The glaciers climate change initiative : Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote sensing of environment*, 162, 408-426.
- Pelto, M.S. (2010). Forecasting temperate alpine glacier survival from accumulation zone observations. *The Cryosphere*, 4, 67-75.
- Pellikka, P. and Rees, W. G. (2010). *Remote Sensing of glaciers – Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. London: Taylor and Francis Group.
- Perroud M. et Bader S. (2013). Changements climatiques en Suisse – Indicateurs des causes, des effets et des mesures. Etat de l'environnement n° 1308. *Office fédéral de l'environnement, Berne, et Office fédéral de météorologie et de climatologie, Zurich*, 86 pp.
- Piermattei, L., Carturan, L., de Blasi, F., Tarolli, P., Dalla Fontanna, G., Vettore, A., Pfeifer, N. (2016). Suitability of ground-based SFM-MVS for monitoring glacial and periglacial processes. *Earth surface dynamics*, 4, 425-443.
- Pix4D Support Site (2012-2017) <https://support.pix4d.com>
- Rapport glaciologique (1881-2016). Les variations des glaciers suisses, Annuaire de la commission d'experts pour la cryosphère de l'Académie suisse des sciences naturelles (SCNAT). *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), l'ETH Zürich*. No. 1-134, (<http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/>).
- Rebetez, M. (2011). La Suisse se réchauffe : effet de serre et changement climatique. Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Regamey, B. (2013). Télédétection des impacts à long terme de l'extraction de l'eau sur un système sédimentaire d'une vallée latérale alpine. Master's thesis in Geography, University of Lausanne. <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/doc.php?id=TIGL-859.pdf>.
- Rippin, D., Pomfret, A., King, N. (2015). High resolution mapping of supra-glacial drainage pathways reveals link between micro-channel drainage density, surface roughness and surface reflectance. *Earth surface processes and landforms*, 40, 1279-1290
- RIEGL Laser Measurement Systems (2017) *Riscan Pro Help content*
- Ryan, J. C., Hubbard, A. L., Todd, J., Carr, J. R., Box, J. E., Christoffersen, P., Holt, T. O., 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, 1-11.
- Salzmann, N., Machguth, H., Lindsbauer, A. (2012). The Swiss alpine glaciers' response to the global « 2°C air temperature target ». *Environmental Research Letters*, 7, 12pp.
- Scherrer S.C., Appenzeller, C. (2004). Trends in Swiss Alpine snow days : The role of local- and large-scale climate variability. *Geophysical Research Letters*, 31(L13215), 1-4.

- Slama, C.C. (1980). *Manual of Photogrammetry*, 4th edition. American Society of Photogrammetrist, Falls Church, 1056pp.
- Sharp, M. J., Richards, K. S., Willis, I. C., Arnold, N. S. and Nienow, P. (1993). Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 557-571.
- Six, D., Vincent, C. (2014). Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. *Journal of Glaciology*, 60 (223), 867-878.
- Smith, M.W., Carrivick, J.L., Quincey, D.J.(2016). Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Progress in physical geography*, 40 (2), 1-29.
- Strasser, U., Corripio, J., Pellicciotti, F., Burlando, P., Brock, B., Funk, M.(2004). Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001 : Measurements and simulations, *Journal of Geophysical Research*, , 109 (D03103), 1-18
- Swift A.D., Nienow, P.W., Hoey, T.B., Mair D.W.F. (2005). Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes. *Journal of hydrology*, 309, 133-148
- Schenk, T., (2006). Introduction to Photogrammetry. Ohio State University. <http://www.mat.uc.pt/~gil/downloads/IntroPhoto.pdf> (visité le 09.01.2017)
- Triggs, B., McLauchlan, P., Hartley, R., and Fitzgibbon, A. (2000). Bundle adjustment—A modern synthesis. In : Triggs B., Zisserman A., Szeliski R., *Vision Algorithms: Theory and Practice*, Berlin :Springer-Verlag, vol. LNCS 1883, 298–372.
- Wackrow, R., Chandler, J.H. (2008). A convergent image configuration for DEM extraction that minimises the systematic effects caused by an inaccurate lens model. *The Photogrammetric Record*, 23 (121), 6-18
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M.(2012). 'Structure-from-motion' photogrammetry : A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300-314
- Whitehead, K., Moorman, B.J., Hugenholtz, C.H.(2012). Brief communication : low-cost, on demand photogrammetry for glaciological measurement. *The Cryosphere*, 7, 1879-1884.
- Vallet J, Panissod F, Strecha C, Tracol M (2011). Photogrammetric performance of an Spatial Information Sciences, Zurich, Switzerland, 38 (1/C22)
- Verbunt, M., Gurtz, J., Jasper, K., Lang, H., Warmerdam, P., Zappa, M. (2003). The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of hydrology*, 282, 36-55.

- Vincent, C., (2002). Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of geophysical research*, 107(D19), 4375
- Visockiene, J.S., Brucas, D., Ragauskas, U. (2014). Comparison of UAV images processing softwares. *J. Meas. Eng.* 2, 111–121
- Zemp, M., Fraundelder, R., Haerberli, W., Hoelzle, M. (2005). Worldwide glacier mass balance measurements : General trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe. *Materialy Glyatsiologicheskii Issledovani* 99 :3-12
- Zemp, M., F. Paul, M. Hoelzle, and W. Haerberli (2006). Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio- temporal analysis of available data, in *The Darkening Peaks: Glacial Retreat in Scientific and Social Context*, edited by B. Orlove, E. Wiegandt, and B. Luckman, Univ. Calif. Press, Berkeley.
- Zemp, M., Haerberli, W., Hoelze, M., Paul, F. (2006b). Alpine glaciers to disappear within decades).
- Zryd, A. (2001). *La nature dans les Alpes – Les Glaciers*. Saint-Maurice : Éditions Pillet.
- Zryd A. (2008). Les glaciers en mouvement. La population des Alpes face aux changements climatiques. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes « Le Savoir Suisse ».



## 10. Annexe

### Annexe 1

#### Paramètres utilisé pour le MSA

Les différents paramètres utilisés lors des différentes itérations du *multi-station adjustment*

Ordre	Rayon de recherche	changement minimum de l'erreur 1	changement minimum de l'erreur 2
1	4	0.8	0.07
2	3	0.6	0.05
3	2.5	0.4	0.03
4	2	0.2	0.01