

Evolution spatio-temporelle d'un système de drainage supraglaciaire sur un glacier tempéré de haute montagne : le cas du Haut glacier d'Arolla (VS, Suisse)

Jessica Mühlematter

Sous la direction du Prof. S. Lane



Image de couverture : Haut glacier d'Arolla. Mühlematter, J., août 2016

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide dans la réalisation de ce travail de mémoire. Merci tout particulièrement à :

- Prof. Stuart Lane, mon directeur de mémoire, pour son soutien, sa motivation, ses connaissances et ses précieux conseils
- Pascal Egli, doctorant à l'IDYST et mon expert, qui m'a suivi lors de mon travail, pour sa grande disponibilité, sa gentillesse et l'aide apportée pour la méthode ImGRAFT
- Simon, pour l'accompagnement sur le terrain, l'aide avec le matériel et les trajets en voiture
- Mes amis et collègues de GSE et de l'UNIL, tout particulièrement Léa (et Hercule), Guillaume et Boris, pour m'avoir apporté leur aide sur le terrain et pour leur bonne humeur
- Maarten Bakker, doctorant à l'IDYST, pour m'avoir accompagné lors de mon premier terrain en juin
- Sébastien Ruettimann, pour l'apprentissage du logiciel Pix4D et la formation au drone
- L'IDYST, pour la mise à disposition du matériel et des logiciels, Micaela Faria pour l'organisation et les réservations du matériel de terrain
- Steven, pour son aide tout au long de mon mémoire et de mes études
- Ma famille, pour le grand soutien qu'ils m'ont apporté lors de mes études, mon père pour son aide sur le terrain

Merci infiniment à vous !



RÉSUMÉ

Le réseau de drainage supraglaciaire est un système jouant un rôle important dans la dynamique et l'hydrologie des glaciers. L'objectif principal de cette recherche consiste à acquérir une meilleure compréhension de l'évolution ainsi que de la dynamique spatio-temporelle du système de drainage supraglaciaire et des caractéristiques de surface du Haut glacier d'Arolla. La méthode de photogrammétrie « Structure from Motion » par drone a été utilisée pour créer des modèles numériques de terrain d'une résolution d'environ 0.045 m. et des orthophotos associées. Les analyses ont été réalisées le 2, 10 et 22 août 2016. Elles se sont concentrées sur le taux d'ablation à la surface du glacier et les paramètres inclus dans ce processus, l'évolution du réseau de drainage supraglaciaire et l'évolution de la rugosité dans la zone d'étude. Les résultats montrent une forte hétérogénéité de la fonte à la surface du glacier. L'ablation est influencée par la topographie à la surface du glacier ainsi que par la présence de débris. De plus, le réseau supraglaciaire a également une influence sur la fonte de la glace. Les chenaux supraglaciaires ont évolué pendant la période d'analyse. Le réseau de drainage semble mieux organisé en fin de période d'étude et les chenaux ont fortement incisé la glace par endroit, avec des valeurs pouvant aller jusqu'à 90 cm sur une période de huit jours. Les réseaux de forme dendritique sont associés à de fortes zones d'ablation contrairement aux réseaux parallèles. La mise à jour de moulins et de crevasses a également été observée, tout comme l'influence de la fonte de la couverture neigeuse. La rugosité de la surface augmente également au fil de la saison, en étant plus marquée dans les zones de chenaux supraglaciaires. Le système de drainage supraglaciaire montre donc une certaine dynamique et de nombreux paramètres tels que la rugosité, la couverture neigeuse, la présence de débris ou encore la topographie sont essentiels pour la compréhension du développement et de l'évolution des chenaux supraglaciaires.

Mots-clés : réseau supraglaciaire, *SfM*, drainage, ablation, rugosité

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	IV
TABLE DES ILLUSTRATIONS	VI
1. INTRODUCTION	8
2. MÉTHODOLOGIE	11
2.1. SITE D'ÉTUDE	11
2.2. JUSTIFICATION DE LA MÉTHODOLOGIE	12
2.3. ACQUISITION DES DONNÉES	13
2.4. PROCESSING DES MNTs	14
2.5. QUALITÉ ET CORRECTIONS DES MNTs	14
2.6. « FEATURE TRACKING » AVEC IMGRAFT	14
2.7. TRAITEMENT DU BRUIT DES MNT	15
2.8. MNT DE DIFFÉRENCE	15
2.9. ANALYSE DE LA SURFACE DU GLACIER: TOPOToolBox	16
2.10. ANALYSE DE LA RUGOSITÉ	17
3. RÉSULTATS	18
3.1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE	18
3.2. LE SYSTÈME DE DRAINAGE SUPRAGLACIAIRE	21
3.3. ÉVOLUTION DE LA RUGOSITÉ	29
4. DISCUSSION	31
4.1. VARIATIONS DE L'ALTITUDE AU SEIN DE LA PÉRIODE D'ABLATION	31
4.2. ÉVOLUTION DU RÉSEAU DE DRAINAGE SUPRAGLACIAIRE	32
4.3. ÉVOLUTION DE LA RUGOSITÉ À LA SURFACE DU GLACIER	33
5. CONCLUSION	34
6. BIBLIOGRAPHIE	36

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1: zone d'étude sur le Haut glacier d'Arolla.....	11
Figure 2: lignes de vol.	13
Figure 3: drone DJI Phantom 3	13
Figure 4: MNT de différence entre le 2 août et le 10 août.....	18
Figure 5: MNT de différence entre le 10 août et le 22 août.....	19
Figure 6: orthophotos: (a) 2 août, (b) 10 août, (c) 22 août	20
Figure 7: différence de la couverture neigeuse et de la texture du glacier	20
Figure 8 : MNT de différence entre le 2 août et le 10 août avec simulation de l'écoulement	21
Figure 9: MNT de différence entre le 10 août et le 22 août avec simulation de l'écoulement	22
Figure 10: accumulation de flux avec simulation de l'écoulement	23
Figure 11: focus sur l'accumulation de flux	24
Figure 12: focus sur l'accumulation de flux	24
Figure 13: représentation de l'altitude sur la zone d'étude.....	25
Figure 14: focus sur un système de drainage avec orthophotos et ombrage de MNT	25
Figure 15: focus sur les crevasses (nord-ouest)	26
Figure 16: focus sur les moulins (ouest)	26
Figure 17: focus sur les chenaux supraglaciaires	27
Figure 18: réseaux parallèles	27
Figure 19 : zone de contribution à l'amont	28
Figure 20: log du sill (rugosité)	29
Figure 21 : changement de texture à la surface du glacier_.....	30

1. INTRODUCTION

Le réseau de drainage supraglaciaire constitue un élément important du système hydrologique glaciaire (St. Germain et Moorman, 2016). Il est essentiel dans la compréhension des relations entre l'hydrologie glaciaire et la dynamique des glaciers ainsi que des échanges entre la glace et l'atmosphère (Rippin et al., 2015; St. Germain et Moorman, 2016). Ce système est directement relié au système de drainage sous-glaciaire et est donc impliqué dans la réponse hydrologique d'un glacier (Banwell et al., 2016; Lampkin et VanderBerg, 2014; Mantelli et al., 2015). Les réseaux de drainage de surface sont des systèmes complexes et leurs mécanismes restent encore relativement peu étudiés et compris (Kozioł et al., 2017; Rippin et al., 2015).

L'évolution du réseau de drainage est dynamique. L'hydrologie supraglaciaire évolue chaque année, passant d'une canalisation initiale à une organisation des chenaux à grande échelle (Karlstrom et al., 2013). Pendant la saison de fonte, la densité des chenaux supraglaciaires évolue spatialement et temporellement à mesure que la zone contributive, la pente de la surface et les volumes d'eau varient (Rippin et al., 2015). La structure de ce réseau est contrôlée par la topographie de la surface, jusqu'à la capture des chenaux par les moulins (Yang et al., 2016). Avec la remontée de la ligne des neiges pendant la période de fonte, de nouveaux moulins et crevasses sont mis à jour et font évoluer la structure des chenaux supraglaciaires (Nienow et al., 1998). Des chenaux primaires se forment sur certains glaciers et sont hérités d'année en année (Rippin et al., 2015). Ces canaux se remplissent de neige en hiver et l'eau de fonte y est acheminée lorsque la période d'ablation commence (Rippin et al., 2015). Au vu de la dynamique et de l'écoulement des glaciers alpins entre les saisons, ce mécanisme pourrait être moins marqué (Rippin et al., 2015). Par contre, les réseaux de micro-chenaux sont réinitialisés chaque année et se développent au fil de la saison de fonte (Rippin et al., 2015).

La couverture neigeuse présente au début de la saison de fonte joue un rôle fondamental dans la distribution de l'eau et la mise en place du réseau supraglaciaire (Campbell et al., 2006). La densité de cette dernière peut avoir un effet sur la percolation de l'eau de fonte et engendrer un écoulement d'eau hétérogène, en partie dû à la présence de couches de glace dans le manteau neigeux (Campbell et al., 2006). Lors de l'avancée de la saison d'ablation, la fonte de la couverture neigeuse a un effet sur le débit et joue probablement un rôle dans la conversion du système de drainage supraglaciaire hydrauliquement inefficace vers un système efficace (Willis et al., 2002). De plus, le gel et regel de l'eau de fonte et son stockage dans la couverture neigeuse à la surface du glacier peut en effet réduire et retarder l'écoulement issu d'un glacier (Samimi et Marshall, 2017). Il a été estimé que 85% de l'énergie de fusion disponible était utilisée pour générer le ruissellement supraglaciaire et que les 15% restants sont détournés pour réchauffer l'eau de fonte recongelée (Samimi et Marshall, 2017).

L'eau supraglaciaire est issue de quatre sources différentes : la fonte diurne dans le névé, les précipitations et la fonte en-dessous de la ligne des neiges, l'érosion du lit des chenaux supraglaciaires et le déversement des moulins remplis d'eau, des crevasses et des lacs supraglaciaires (Marston, 1983). Les cours d'eau supraglaciaires sont générés lorsque le ruissellement est concentré sur les pentes des glaciers (Mantelli et al., 2015; Marston, 1983) et que le taux d'incision dépasse le taux

d'ablation à la surface des glaciers (Marston, 1983). Au début de la saison de fonte, les chenaux supraglaciaires commencent à se développer entre la couverture neigeuse et la glace sous-jacente (Ferguson, 1973). Le réseau est donc déjà bien établi lorsque, plus tard dans la saison, il apparaît à la surface (Ferguson, 1973). L'incision verticale des chenaux est due à la fonte par la friction et par l'ablation directe (Ferguson, 1973). Cette incision canalaire peut atteindre des vitesses de 4 à 8 cm/jour (Marston, 1983). La géométrie des chenaux ne reste pas statique dans les réseaux supraglaciaires et évolue avec la variabilité du forçage solaire (Karlstrom et al., 2013). L'eau de fonte canalisée atteindra une température moyenne plus élevée que la glace environnante en raison de son albédo inférieur et de la chaleur dissipée par l'écoulement (Karlstrom et al., 2013). Elle fournit un mécanisme pour établir des canaux à longue durée de vie pouvant persister pendant la saison de fonte et au-delà (Karlstrom et al., 2013). Un équilibre entre l'incision du flux et l'abaissement de la surface à grande échelle déterminera la géométrie du canal (Karlstrom et al., 2013). Les systèmes de méandres se développent et migrent en aval, entraînés par l'érosion thermique via la chaleur fournie par des sources climatiques et hydrologiques (Karlstrom et al., 2013; Marston, 1983). La formation des méandres est donc conduite par le rayon de courbure qui améliore la production de chaleur et le transfert de chaleur à la glace environnante (Karlstrom et al., 2013). Les chenaux supraglaciaires sinueux majeurs montrent un grand dynamisme, observable par la présence de bras coupés et de chenaux abandonnés (Rippin et al., 2015). Il y a aussi la présence de réseaux de petits chenaux extensifs qui sont capables de transporter une quantité d'eau non négligeable (Rippin et al., 2015). Ce réseau de chenaux supraglaciaires est en partie influencé et contrôlé par la structure du glacier, mais comporte, tout de même, une influence certaine sur la structure de la glace (Rippin et al., 2015).

Le réseau supraglaciaire va également être influencé par le réseau sous-glaciaire (Lampkin et VanderBerg, 2014). Par excès de capacité de stockage de l'eau de fonte, les chenaux peuvent donner lieu à des bassins supraglaciaires (Lampkin et VanderBerg, 2014). Ces mares de fonte ne sont donc pas raccordées au réseau de drainage de manière efficace, de sorte que l'acheminement de l'eau de fonte à la surface entraîne une dépression et une augmentation de la superficie associée (Miles et al., 2017). Plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine de cette perte d'efficacité du réseau : la fermeture par fluage des conduits, le gel de sédiments ou encore un effondrement des conduits (Miles et al., 2017).

L'état de la surface de la glace, comme la rugosité à petite échelle par exemple, influence la structure spatiale des réseaux de drainage supraglaciaire (Mantelli et al., 2015). Cette rugosité de la surface améliore le taux d'ablation net, car elle permet à l'énergie solaire réfléchi sur une partie de la surface d'être absorbée par une autre partie (Cathles et al., 2011; Rippin et al., 2015). Les zones où les réseaux supraglaciaires sont les plus extensifs possèdent une rugosité plus importante (Rippin et al., 2015). Il est également nécessaire d'évoquer la rugosité à l'échelle du chenal : la présence de fissures longitudinales dans les canaux sont capables de couper les chenaux et de persister dans le lit créant ainsi des chenaux irréguliers (Gleason et al., 2016). La rugosité des glaciers à une échelle inférieure à un mètre est également un facteur important de l'équilibre énergétique de la surface de la glace (Irvine-Fynn et al., 2014). Au final, la rugosité est dynamique en raison de la variation spatiale et temporelle de l'ablation (Irvine-Fynn et al., 2014).

Il est également nécessaire de prendre en compte la présence de sédiments à la surface de la glace (Mantelli et al., 2015). A cause de leur faible albédo, ils peuvent absorber les radiations solaires (Mantelli et al., 2015). Ils affectent ainsi la régulation de la chaleur des chenaux (Mantelli et al., 2015), donc le moment de leur développement et leur structure (MacDonell et al., 2012). Il en est de même pour les trous à cryoconites, issus de dépôts, qui pourraient également être un contributeur à la rugosité du lit (Gleason et al., 2016).

La réflectance de la surface glaciaire est également en lien étroit avec la densité des chenaux de drainage supraglaciaire : une grande densité de chenaux présentera une basse réflectance (Rippin et al., 2015). Au vu du rôle de la réflectance sur le bilan énergétique du glacier, ces réseaux de chenaux extensifs ont donc le potentiel d'avoir un impact sur les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface du glacier (Rippin et al., 2015). L'albédo ainsi que les variations des longueurs de la rugosité, en particulier celles associées au déplacement de la ligne de neige et à la fonte de la couverture neigeuse, ont une forte influence sur l'ampleur des flux d'énergie de surface (Brock et al., 2000).

Les réseaux supraglaciaires restent relativement peu étudiés (Mantelli et al., 2015; Rippin et al., 2015; L. C. Smith et al., 2015) et peu d'études ont été menées sur leur dynamique et leur organisation spatiale (Mantelli et al., 2015; Rippin et al., 2015). Les chenaux supraglaciaires fonctionnent également à différentes échelles et, en raison de l'absence de données de surface à haute résolution, ces voies à petite échelle n'ont pas encore été beaucoup étudiées (Rippin et al., 2015). Le système de drainage supraglaciaire mérite plus d'attention au vu de son importance dans le transport de l'eau de fonte et dans les échanges d'énergie (Rippin et al., 2015).

Le but de ce travail est d'acquérir une meilleure compréhension de l'évolution ainsi que de la dynamique spatio-temporelle du système de drainage supraglaciaire et de la surface du Haut glacier d'Arolla à l'aide de la photogrammétrie par drone. Pour répondre à cet objectif, il s'agira de comprendre :

1. L'évolution de la surface du glacier pendant la saison d'été
2. L'évolution spatio-temporelle des réseaux de drainage de surface et leur dynamique
3. Les paramètres clés dans l'ablation de la surface du glacier, tels que la topographie ou la rugosité
4. Les caractéristiques du réseau de drainage supraglaciaire

Il va également être question de tester les hypothèses suivantes :

1. La fonte de la surface du glacier est en relation avec les réseaux de drainage, la topographie, la présence de débris, l'albédo et la rugosité
2. Le réseau de drainage supraglaciaire est dynamique et il y a une évolution spatio-temporelle au fil de la saison de fonte. Sa distribution est liée à la variabilité spatiale de l'ablation
3. La rugosité de la surface augmente au fur et à mesure de la saison et est plus élevée dans les zones de chenaux

2. MÉTHODOLOGIE

2.1. Site d'étude

Le Haut glacier d'Arolla est situé en Suisse dans le Val d'Arolla (VS) (figure 1). Sa longueur est d'environ 5.1 km, pour des altitudes variant de 2550 m. à 3520 m. et une surface de 4.5 km² (Ayala et al., 2015). Le glacier, orienté nord-nord-ouest, est entouré de sommets : le Mont Collon, La Vierge, le Mont Brûlé ou encore les Bouquetins. La géologie du bassin versant est essentiellement composée de schistes, de gneiss et l'eau de ruissellement est extraite pour la production électrique (Sharp et al., 1993). Le Haut glacier d'Arolla est de type tempéré : ce type de glacier se situe généralement en moyenne altitude, possède une température proche du point de fusion et n'est donc pas gelé à sa base (présence d'un écoulement d'eau) (Van Vliet-Lanoë, 2013).

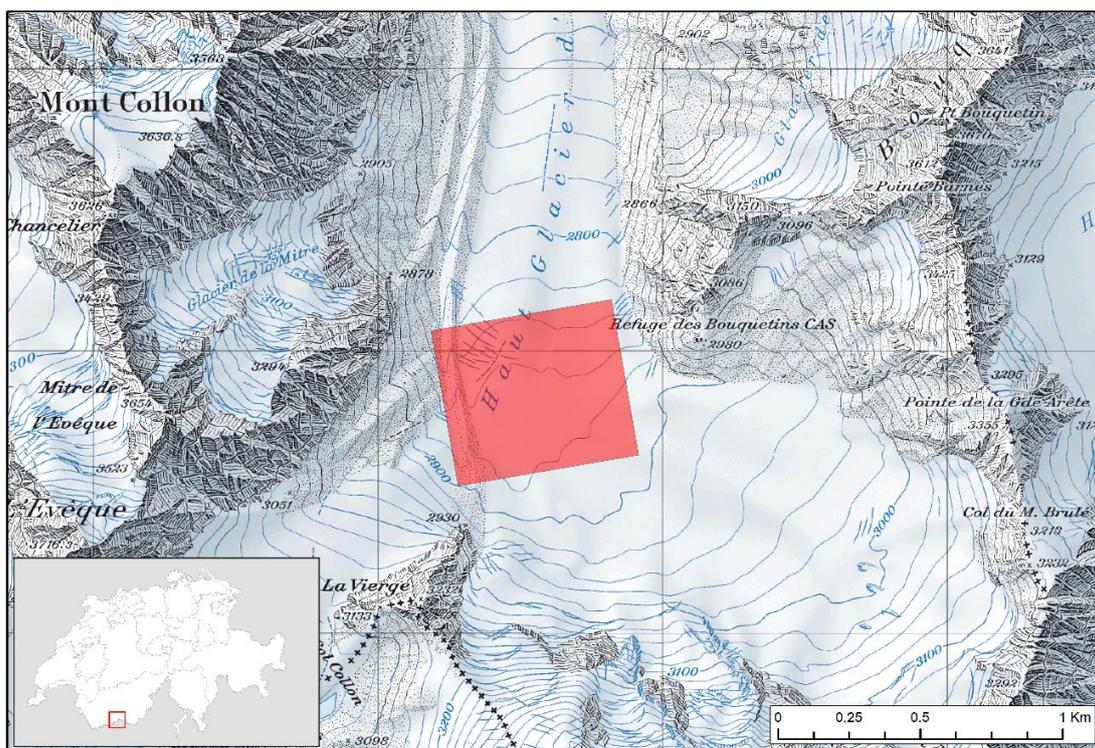


Figure 1: zone d'étude sur le Haut glacier d'Arolla en rouge. Source de la carte : Carte nationale de la Suisse au 1 :25'000. Feuille 1347 Matterhorn. Wabern : Office fédéral de topographie swisstopo. Source du fichier shape : swissBOUNDARIES3D. Wabern : Office fédéral de topographie swisstopo

Un grand nombre d'études scientifiques a été mené sur ce glacier (p.ex. Ayala et al, 2015; Brock et al., 2000; Mair, 2002; Nienow et al., 1998). Il est donc bien documenté et beaucoup de données sont disponibles. Il s'agit d'un glacier relativement accessible et peu dangereux, ce qui le rend donc particulièrement pertinent pour cette étude. La zone d'étude se situe au milieu du glacier, à hauteur du refuge des Bouquetins. Les mesures ont été réalisées sur une surface moyenne d'environ 0.45 km² (cf. table 1) et couvrent la quasi entièreté de la largeur du glacier. Cette zone est de topographie variée avec la présence de moraines latérales, moraines centrales, moulins ou encore crevasses. Le but étant

d'observer un réseau de drainage supraglaciaire diversifié, tant dans sa forme que dans sa dynamique, le choix d'un terrain varié est nécessaire.

2.2. Justification de la méthodologie

La photogrammétrie à l'aide d'un drone permet d'acquérir des modèles numériques de terrain (MNT), représentant la zone d'étude par un nuage de points en trois dimensions, ainsi que des orthophotos. Avec sa facilité d'utilisation, son coût relativement bas et la qualité des données obtenues, l'approche « Structure from Motion » (SfM) par drone comporte de nombreux avantages comparée à d'autres méthodes (Bhardwaj et al., 2016; Carbonneau et Dietrich, 2017; Clapuyt et al., 2016; Kršák et al., 2016). Contrairement aux méthodes de télédétection par images satellites, l'utilisation d'un drone n'est pas limitée par des contraintes spatiales et temporelles (Bhardwaj et al., 2016) et permet une meilleure résolution et précision que les images satellites (Immerzeel et al., 2014). Cette méthode peut permettre un monitoring de phénomènes géomorphologiques dynamiques tels que les glaciers, les moraines ou encore les glissements de terrain (Girod et al., 2017). Elle permet également une étude plus facile de certains terrains accidentés (Immerzeel et al., 2014). Cette méthode gagne donc de plus en plus de popularité grâce à ces avantages (Gindraux et al., 2017) et pourrait révolutionner les méthodes couramment appliquées dans l'étude des caractéristiques de surface des glaciers (Immerzeel et al., 2014). Effectivement, beaucoup d'études en géoscience (p.ex. Carrera-Hernández et al., 2016; Girod et al., 2017; Smith et Vericat, 2015) mais également en glaciologie (p.ex. Bhardwaj et al., 2016; Gindraux et al., 2017; Rippin et al., 2015) ont eu recours à cette méthode. Elle est adaptée à l'étude des glaciers car la texture à la surface du glacier n'a pas d'influence significative sur la précision des MNTs produits, tant que les zones ne sont pas recouvertes de neige fraîches (Gindraux et al., 2017). L'utilisation de drone dans la glaciologie alpine est donc utile pour la création de MNTs de haute résolution pour l'étude du développement et de la dynamique des chenaux supraglaciaires (Bhardwaj et al., 2016). L'objectif de ce travail étant la compréhension de la mise en place, de l'évolution et des caractéristiques du réseau de drainage supraglaciaire, les MNTs sont donc un bon support d'analyse. Effectivement, un grand nombre d'analyses ont pu être réalisés en se basant sur ces derniers, tels que la modélisation de la rugosité.

La précision des données de ce travail étant essentielle, l'utilisation d'un GPS différentiel (dGPS) est donc obligatoire pour corriger les MNTs. Il est ainsi nécessaire de positionner des « ground control points » (GCPs) au sol pour une question de qualité et de géoréférencement correct (Carbonneau et Dietrich, 2017; Gindraux et al., 2017; Westoby et al., 2012). Si ces derniers ne sont pas intégrés dans la méthode, il y a un risque d'erreurs systématiques telles que le « doming » (Eltner et Schneider, 2015). Plus le nombre de GCPs est grand, plus la précision du MNT sera élevée (Gindraux et al., 2017). Ils doivent également être placés de manière uniforme sur la zone d'étude (Gindraux et al., 2017). De ce fait, huit GCPs en plastique ou faits de peinture ont été placés à plusieurs endroits sur le glacier et les moraines centrales. Avec l'écoulement du glacier, le réseau de GCPs va donc se déplacer, ce qui nécessite de remesurer les points avec le dGPS lors de chaque prise d'images au drone.

Dû au fait que les drones sont plus accessibles actuellement, les erreurs systématiques contenues dans les MNTs sont de plus en plus fréquentes (James et Robson, 2014). Ces erreurs systématiques, pouvant rendre un MNT inutilisable, sont surtout dues à la distorsion de la lentille des objectifs (effet de « doming ») et du moins grand contrôle lors de processing et de l'auto-étalonnage (James et Robson, 2014). Une correction sera donc apportée aux données dans le but de réduire ces erreurs (chapitre 2.5). En ce qui concerne les traitements post-processing des MNTs, il est possible d'avoir des pertes de connexion dans le réseau de drainage supraglaciaire (chapitre 2.7.), mais qui ne sont pas forcément réelles sur le terrain (Lane et al., 2017). Effectivement, plus les calculs (par exemple de la rugosité) deviendront précis, plus la valeur calculée sera influencée par le bruit contenu dans les données du MNT (Lane et al., 2017). Les MNTs seront donc analysés dans le but de voir s'il y a du bruit, pour que les données soient les plus précises possible.

2.3. Acquisition des données

Les prises de données sur le terrain ont été réalisées entre le 24 juillet et le 10 octobre 2016. Cette période a été choisie car elle correspond à la période d'ablation du glacier, moment où le réseau de drainage évolue. Entre le 24 juillet et le 12 août, des prises de données ont été faites deux à trois fois par semaine, selon la météo et la qualité des données obtenues lors du précédent terrain. Par la suite, des données ont été récoltées toutes les deux à trois semaines. Les données retenues pour l'analyse sont celles du 2 août, 10 août et du 22 août pour des raisons de qualité des MNTs. Ces dates réunissent des prises d'images au drone et des relevés des coordonnées des GCPs au dGPS.

Sur le terrain, un drone DJI Phantom 3 Professional a été utilisé pour la prise d'images de la zone d'étude (figure 2). Ce drone quadricoptère possède un objectif de 12.4 M de pixels, un champ de vision à 94° ainsi qu'un focus f/2.8. Son poids, batterie et aéronef compris, est de 1280 g et il peut atteindre une vitesse de 16 m s⁻¹ (DJI, 2018). Il est équipé d'un système de positionnement GPS et GLONASS et est donc capable de suivre un plan de vol programmé à l'avance. Une



Figure 2 : drone DJI Phantom 3. Haut glacier d'Arolla. Mühlematter J. 2016.



Figure 3 : lignes de vol visibles en rouge sur le logiciel Pix4D. Les cibles sont représentées par les croix bleues. Celles sur la moraine latérales n'ont pas été retenues pour l'analyse finale.

radiocommande et une

tablette équipée du logiciel Pix4Dcapture servent à piloter le drone. Les images récoltées sont au format JPEG.

Un plan de vol (figure 3) à une hauteur d'environ 100 m, en ligne parallèle et avec une inclinaison verticale de la caméra a été réalisé. Un overlap de 80%, dans le but qu'un point donné se retrouve sur plusieurs images, a été choisi dans le but d'assurer une certaine qualité. Entre 150 et 200 images ont été prises par session (selon la grandeur du plan de vol, du vent et de la durée de la batterie) pour un vol d'une durée d'environ 15 minutes. Des prises de vue obliques n'ont pas été réalisées pour ce travail,

mais la présence de GCPs atténuent néanmoins le « doming » (James et Robson, 2014), de même que la topographie diversifiée du terrain. Des erreurs de déformation seront tout de même corrigées pour rendre les MNTs les plus précis possible (voir chapitre 2.5.). Lors des journées de terrain, un dGPS R10 Trimble a été utilisé pour mesurer la position exacte des GCPs. Pour cela, la base dGPS a été placée sur la crête de la moraine latérale ouest.

2.4. Processing des MNTs

Le logiciel Pix4D a permis de réaliser les MNTs utiles à l'étude ainsi que les orthophotos pour les trois dates retenues. Pour cela, il est important que les points extraits du dGPS ainsi que les images issues du drone soient dans le même système de coordonnées. Si ce n'est pas le cas, il faut procéder à une conversion des coordonnées. Le site de Swisstopo REFRAME a permis de convertir les coordonnées du dGPS, extrait au format .csv, de CH1903/LV03 en CH1903+/LV95, le nouveau système suisse. Lors du processing, chaque MNT a été corrigé à l'aide des coordonnées des GCPs. Cette étape apporte les données de base utiles pour cette recherche. Les étapes et caractéristiques des MNTs et des orthophotos sont résumées dans un « quality report » dont un extrait est disponible en table 1.

Table 1: résumé des résultats lors du processing sur Pix4D

DATE	GSD [cm]	AREA [km ²]	MEAN RMS ERROR [m]	ERROR X [m]	ERROR Y [m]	ERROR Z [m]
02.08.16	4.17	0.4729	0.012	-0.000089	-0.000293	0.0017
10.08.16	4.11	0.4546	0.009	0.000547	0.00006	-0.000543
22.08.16	4.23	0.4097	0.009	-0.001044	-0.000282	-0.000354

La précision au sol (GSD, table 1) étant différente pour chaque MNT, ces derniers ont été interpolés à la même origine et à la même résolution dans le but de pouvoir les rendre comparables. Après plusieurs traitements (ex : chapitre 2.5), les MNTs ont une résolution d'environ 0.045 m.

2.5. Qualité et corrections des MNTs

Dû au manque d'images obliques, un « tilt », c'est-à-dire une déformation de forme parallèle, est présent dans les MNT. Il est donc nécessaire de corriger cette erreur pour obtenir des données les plus précises. La correction de ce « tilt » a été faite à l'aide d'un code MATLAB. Ce code se base sur une régression linéaire basée sur les erreurs X , Y et Z (cf. table 1) des MNTs obtenues dans les différents « quality report » issus du processing Pix4D.

2.6. « Feature tracking » avec ImGRAFT

Pour permettre une analyse correcte de l'évolution du réseau de drainage, il est nécessaire de prendre en compte le déplacement du glacier. Effectivement, le but de ce travail étant de quantifier la fonte et l'évolution de réseau de drainage, l'analyse se réalise sur des MNTs parfaitement alignés verticalement. Cette méthode a été réalisée à l'aide de scripts issus d'ImGRAFT (Messerli et Grinsted, 2015) fonctionnant sur MATLAB. Cette méthode est basée sur l'algorithme et l'article de Messerli et Grinsted (2015). Avant d'appliquer l'algorithme *templmatch.m*, il est nécessaire de préparer les MNTs. Une zone

d'étude doit être définie. Les MNTs (au format .tif) ainsi que les orthophotos (format .rgb) ont été utilisés. La fonction *templmatch* cherche, dans un carré donné, à maximiser la corrélation entre les deux MNTs. Dans la zone où la corrélation sera la plus haute, la fonction calculera le déplacement entre les deux images. Deux autres paramètres de la fonction *templmatch* sont importants et à prendre en considération : *templ width* : c'est-à-dire la taille possible du « template » et *Search width* : la zone où les « features » seront recherchés. Une résolution de 20 mètres a été choisie ici dans le but de réduire le temps de calcul.

Les MNTs utilisés ici ont déjà été corrigé du « tilt » (chapitre 2.5) Cette méthode a révélé que le déplacement du glacier entre le 2 août et le 22 août est très faible et inférieur à la taille des grilles minimum (5 x 5 pixels ; env. 22.5 x 22.5 cm) nécessaire pour détecter la vitesse. Cette observation était confirmée par Gabbud et al. (2016) qui décrivent une décélération forte de ce glacier suite à la perte de masse et épaisseur de glace, avec des vitesses à la surface inférieures à 4 mètres par année entre 2005 et 2009 (< 0.011 m. par jour). Il n'a donc pas été nécessaire d'utiliser une nouvelle méthode pour superposer les MNTs et ainsi annuler l'effet du déplacement du glacier.

2.7. Traitement du bruit des MNT

Dans le but de corriger le bruit des MNTs, les outils d'analyse de MNTs de TopoToolBox. (Schwanghart et Kuhn, 2010) seront utilisés. Cette méthode, inspirée par Lane et al. (2017), comporte les étapes suivantes :

1) il faut simuler la manière dont le changement du seuil de « bruit » influence les chenaux et le réseau d'écoulement supraglaciaire, donc l'accumulation des flux. Pour cela, il est nécessaire de quantifier l'effet de plusieurs types de remplissage des MNTs sur la zone amont contribuant à la vallée principale (A). Dans ce cas-ci, les trous causés par le bruit ont été remplis avec une valeur de 0.045 m, en identifiant la zone de transition : A n'augmente plus, le bruit étant éliminé.

2) une fois ce paramètre connu, une fonction de remplissage corrigera le bruit du MNT. Cette fonction *fillsinks* est définie dans le set de TopoToolBox (Schwanghart et Kuhn, 2010). Il peut également être utile de vérifier à l'aide des orthophotos si la déconnexion est bien réelle ou non (crevasses, moulins, pente inverse, etc.).

Le résultat du bruit étant de 0.045 m. (zone de transition) pour les MNTs de ce travail, les pertes de connexions n'ont pas besoin d'être remplies. La valeur du bruit étant égal à la résolution du MNT, cela signifie qu'il n'y a pas de perte de connexion.

2.8. MNT de différence

Deux MNTs de différences ont été réalisés entre le 2 et le 10 août et entre le 10 août et le 22 août. Les MNTs ont été soustraits dans MATLAB en prenant en compte les limites de détection pour avoir 95% de confiance (Lane et al., 2003). Cette limite est définie par :

$$\pm 1.96 \sqrt{\sigma_{z1}^2 + \sigma_{z2}^2} \quad (1)$$

$R \cong \sigma_z$ et $R \cong 0.045$, R étant la résolution moyenne des MNTs. Cette limite a également été divisée par le nombre de jours, étant donné qu'il n'est pas similaire pour les deux MNTs de différence.

2.9. Analyse de la surface du glacier: TopoToolBox

Les fonctions MATLAB de TopoToolBox (Schwanghart et Kuhn, 2010) fournissent des outils d'analyse de relief. Par exemple, la fonction *flow direction* détermine le mouvement superficiel de l'eau, de sédiments ou de contaminant à travers un terrain (Schwanghart et Kuhn, 2010). D'après le calcul du *flow direction*, il est également possible de modéliser les zones de drainage.

Cette méthode est utilisée pour analyser plusieurs caractéristiques de l'écoulement supraglaciaire et de la fonte de surface. Deux analyses ont été réalisées : une entre le 2 août et le 10 août, la deuxième entre le 10 août et le 22 août. Elles sont basées sur les fonctions TopoToolBox de Schwanghart et Kuhn (2010) et possèdent plusieurs étapes :

- 1) Création de MNT de différence et visualisation du réseau de drainage. Dans un premier temps, la visualisation du réseau est issue de la fonction *ezflowacc*, qui donnera l'écoulement. Le type de « routing » est « single », qui correspond à une direction d'écoulement de type « D8 ». Le paramètre « edges » est défini comme ouvert. Cette étape permet par la suite de calculer l'ordre des chenaux avec la fonction *streamorder* pour permettre la visualisation de l'écoulement à la surface du glacier. Une figure du MNT de différence avec l'écoulement superposé est obtenue.
- 2) Calcul de l'accumulation de flux avec les fonctions *flowdir* et *flowacc*. Premièrement, la fonction *flowdir* a été utilisée avec un paramètre de Holmgren à 5, « edges » est paramétré comme étant ouvert, pour un « routing » de type multiple. Une fois le résultat obtenu, la fonction *flowacc* réutilise cet acheminement de l'écoulement multiple, ainsi que la différence du MNT obtenu à l'étape 1. La figure obtenue a été représenté par le logarithme de l'accumulation ainsi obtenu, avec la visualisation de l'écoulement de l'étape 1.
- 3) La dernière étape consiste en l'observation de la surface à l'amont nécessaire pour définir ce qu'est un chenal. Le taux de fonte a été simulé pour les chenaux et hors des chenaux. Il est donc également nécessaire de définir ce qu'est un chenal. Dans un premier temps, l'algorithme *ezflowacc* sera utilisé avec un paramètre de Holmgren à 4, un type de « routing » multiple et « edges » a été défini comme ouvert. Le résultat obtenu a été utile à la définition d'un chenal. La surface nécessaire retenue pour définir un chenal est de > 2500 cellules, équivalent à 50x50 cellules, donc environ 2.25 m x 2.25 m pour une résolution de 0.045 m. La simulation a été réalisée pour plusieurs surfaces de contribution à l'amont, puis classification de la perte de la surface selon s'il s'agit d'un chenal ou non. Le résultat est représenté par un graphique.

2.10. Analyse de la rugosité

Cette analyse réalisée sur MATLAB se base sur le calcul de semi-variogramme. L'analyse de la rugosité est un paramètre clé dans les études en géomorphologie et en hydrologie (Croft et al., 2013). L'utilisation d'analyse de semi-variogramme est donc utile pour quantifier la rugosité (Croft et al., 2013). Dans un premier temps, cette étape permet de mesurer la différence de la variation de la rugosité sur un terrain donné. Il s'agit de définir les paramètres du calcul : la grandeur du « template » (96x96 pixels), la fréquence de l'échelle d'échantillonnage (3), la fréquence de la position où le calcul de la semi-variance a été réalisé (4). Ces paramètres servent à déterminer le « sill » par une analyse de semi-variogramme. Le « sill » indique la rugosité totale.

3. RÉSULTATS

3.1. Evolution de la surface

L'évolution de la fonte à la surface d'un glacier peut être observée à l'aide des MNTs de différence (figures 4 et 5). Dans un premier temps, il est constatable que les valeurs générales du changement d'altitude causé par la fonte sont plus élevées pour le MNT de différence entre le 10 et 22 août (figure 4) qu'entre le 2 et 10 août (figure 5). Une fonte importante est présente dans les grands chenaux supraglaciaires, les rendant visibles sur ces figures. Ils peuvent être observés dans les tons bleu foncé, avec des valeurs pouvant aller jusqu'à 0.1 m. de fonte par jour (p.ex. figures 4b et 5b). Dans les tons bleu foncé, il est également possible d'observer des changements des crevasses et de certains moulins (p.ex. figure 4c ; figures 5c et 5d). Ces structures deviennent plus visibles sur la figure 5. La fonte peut aller jusqu'à environ 0,125 m. par jour pour le moulin de la figure 4c et 0.1 m. pour les figures 5c et 5d. De nombreuses zones ont également subi peu de changements d'altitude. Elles sont représentées dans des tons allant du rouge à l'orange avec des valeurs pouvant être comprises entre -0.01 m et -0.03 m. par jour en moyenne. Cette zone est bien visible dans la partie sud-est de la figure 5. Elle a subi plus de fonte dans la figure 4 (valeur pouvant aller jusqu'à -0.05 m/jour) que sur la figure 5. En comparant avec les orthophotos de la figure 6, il est possible de voir qu'il s'agit d'une grande étendue de glace située entre deux moraines centrales. Des zones avec moins de fonte sont également présentes à l'est et correspondent aux moraines situées sur le glacier. Entre les deux MNTs, la partie centrale et celles situées dans le pourtour des moraines sont celles ayant subi le plus de fonte. Il y a une perte d'altitude

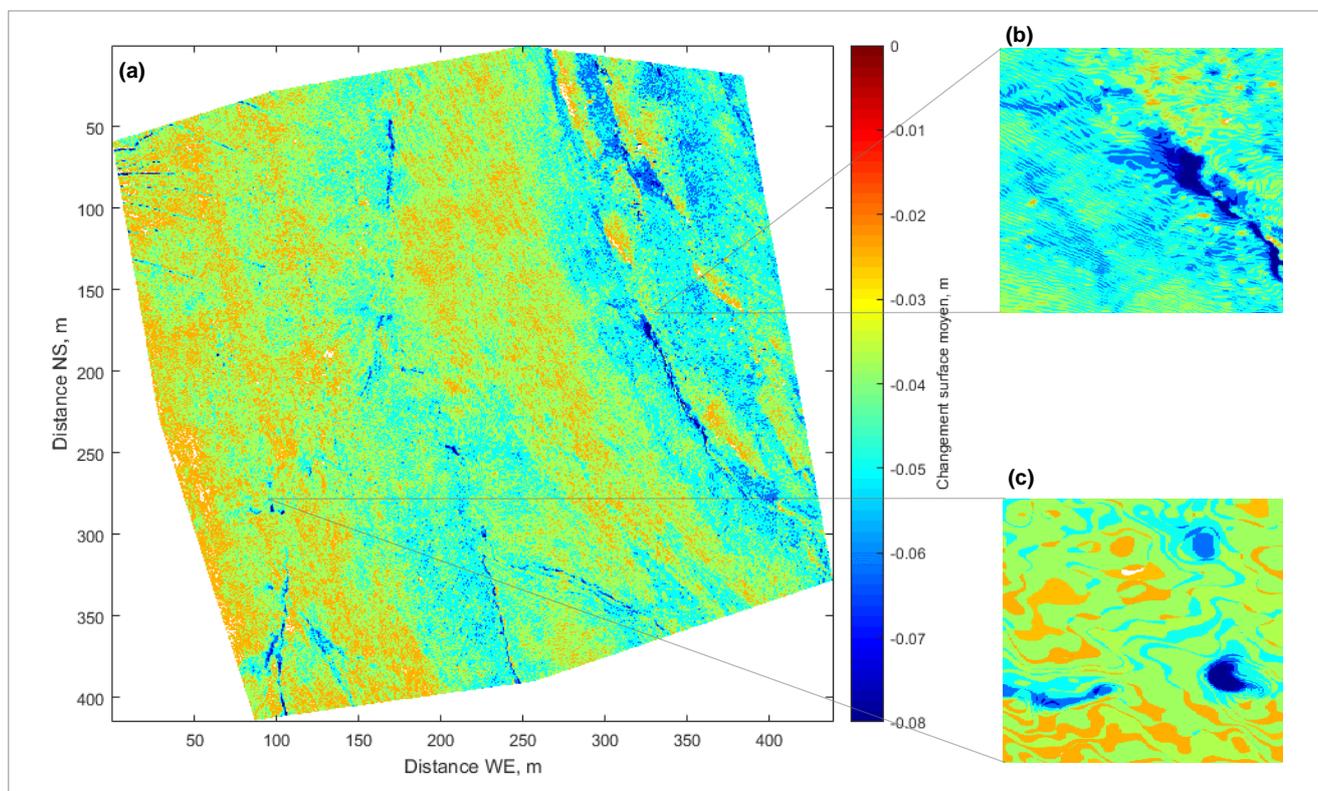


Figure 4 : (a) MNT de différence entre le 2 août et le 10 août, (b) focus sur une zone de drainage, (c) focus sur des moulins. Limite de détection en blanc.

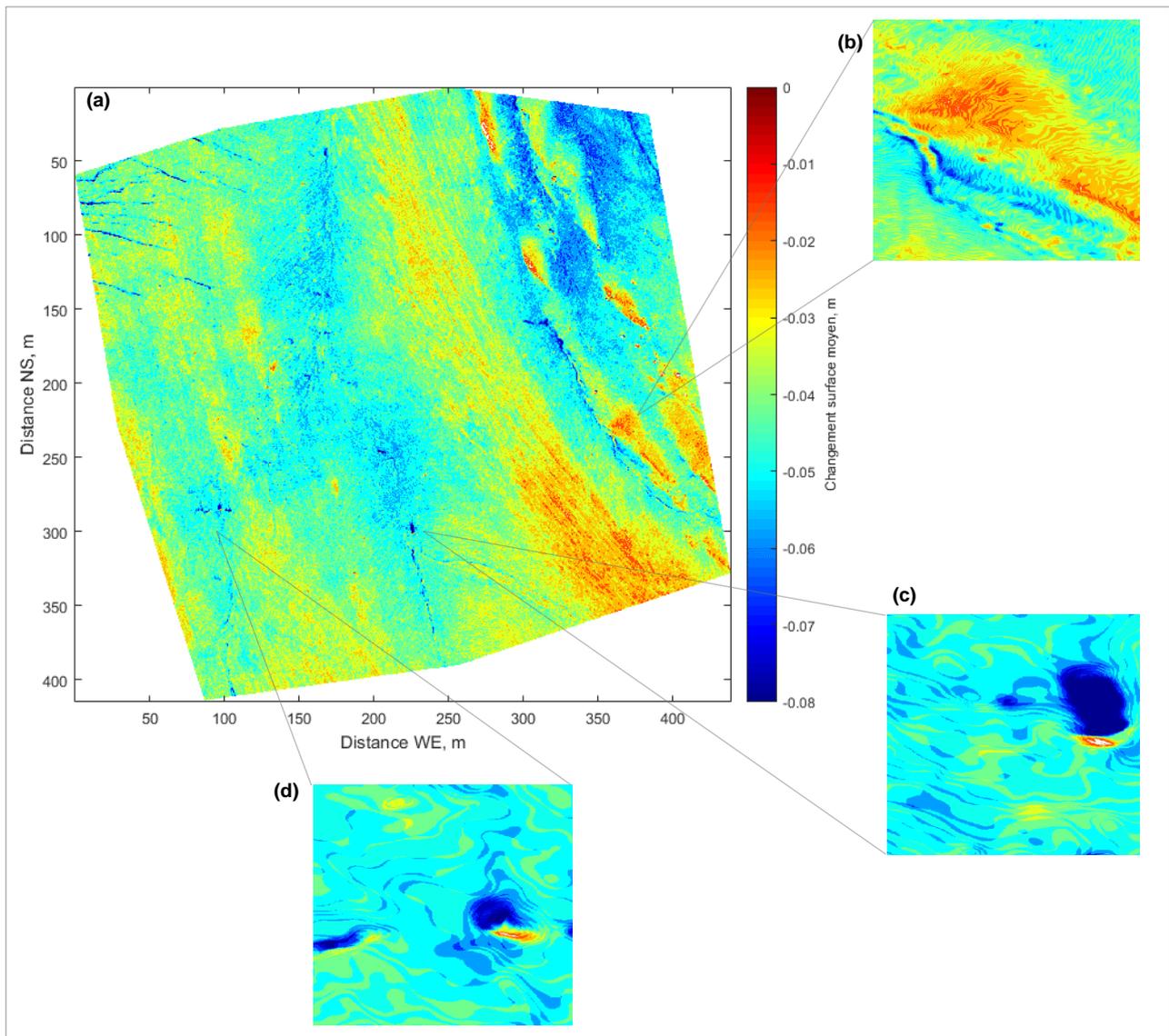


Figure 5 : (a) MNT de différence entre le 10 août et le 22 août, (b) focus sur la moraine et le système de drainage, (c) et (d) focus sur des moulins. Limite de détection en blanc.

entre 0.04 m. et 0.125 m. dans cette région. En comparant le MNT de différence de la figure 4 avec les orthophotos (figure 6), ces zones de fonte importante semblent liées en grande partie à la fonte de la couverture neigeuse. Sur les orthophotos du 2 août et du 10 août (figures 6a et 6b), une très vaste partie de la couverture neigeuse a fondu, laissant apparaître ainsi les moraines et diverses zones de débris et de glace vive. Sur les orthophotos du 10 août et du 22 août (figure 6b et 6c), quasiment toutes les dernières surfaces de neige ont fondu, rendant visibles de nouvelles crevasses et moulins. Il est également possible de se rendre compte du changement de la texture de la glace entre les deux dates. Le 10 août (figure 6b), la glace est plus claire que sur la photo du 22 août (figure 6c), où la glace semble être également plus marquée et striée. Il n'y a quasiment plus de neige dans la zone d'étude.

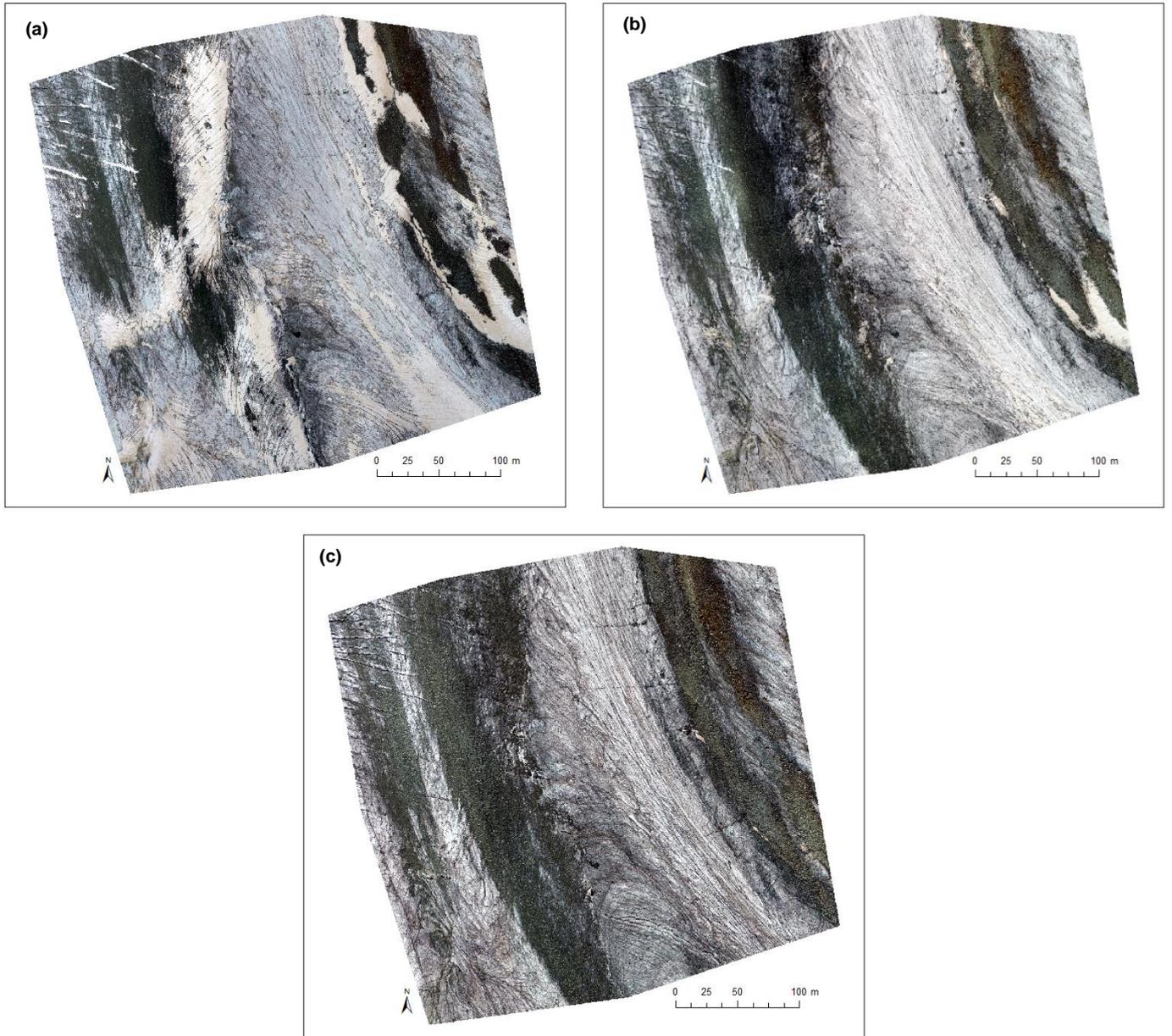


Figure 6 : orthophotos: (a) 2 août, (b) 10 août, (c) 22 août

Dans la figure suivante (figure 7), un focus a été effectué sur une des zones (nord-est des figures 4 et 5) qui a subi le plus de changements en altitude. Il est visible qu'une forte quantité de neige à fondue. La texture de la glace semble aussi plus striée et creusée.



Figure 7 : différence de la couverture neigeuse et de la texture du glacier entre les orthophotos du 2 août (a) et du 22 août (b)

3.2. Le système de drainage supraglaciaire

Dans les figures ci-dessous (figures 8 et 9), l'écoulement simulé est représenté en noir. Il est superposé aux MNT de différence dans le but d'observer une possible relation entre la forme du réseau et la fonte à la surface du glacier. Comme cité précédemment, une fonte moins importante est visible entre le 2 août et le 10 août. Il faut tenir compte que ces MNTs de différence ne sont pas divisés par le nombre de jours contrairement aux figures 4 et 5. Ils montrent la fonte effective entre les deux dates. Dans la figure 8, les changements importants se situent au nord-est dans la région des moraines. La mise en place du réseau de chenaux et l'ouverture de certains moulins comme dans la figure 8b sont visibles. Le moulin de la figure 8b a subi un changement de surface allant jusqu'à 0.9 m. Le changement d'altitude est en parti causé par la fonte de la couverture neigeuse, comme cité précédemment, mais également par la mise en place du réseau de drainage. La fonte semble importante dans les zones où les chenaux se regroupent, en formant un chenal principal. Ce phénomène est bien visible sur la figure 9. Le changement de surface est plus élevé (entre -0.5 m. et -0.9 m. pour la figure 9) où le réseau supraglaciaire a une forme dendritique. Inversement, la forme de réseaux parallèles a des valeurs de fonte plus faible (entre -0.2 m. et -0.4 m. pour la figure 9). Dans la figure 9, de fortes valeurs de changement sont associées avec des pertes de connexion dans le centre de la figure. Cette fonte peut être associée à l'entrée de l'eau de fonte dans des moulins (p.ex. figure 9c). Le taux de fonte pour les moulins de la figure 9c est d'environ 1.4 m. Quant au réseau simulé, il semble plus organisé à la fin de la période (figure 9) d'étude qu'entre le 2 août et le 10 août (figure 8) au vu du nombre d'embranchements présents.

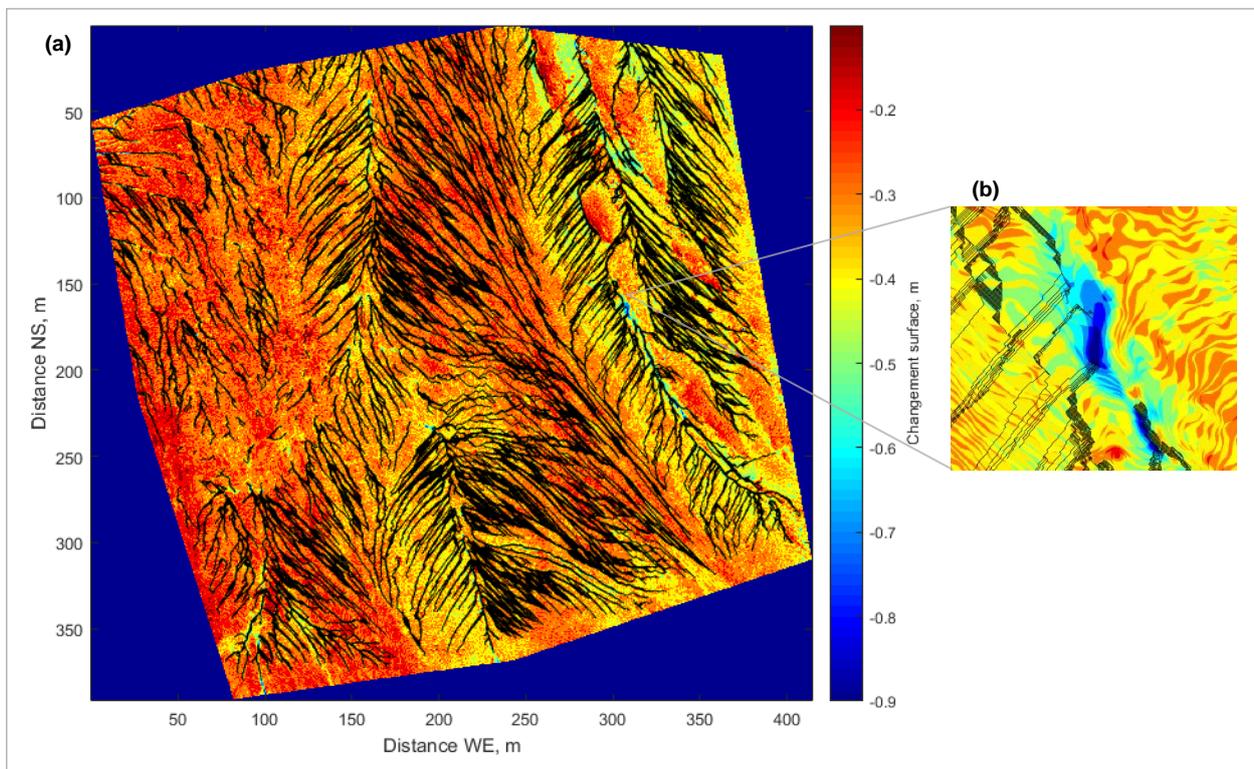


Figure 8 : (a) MNT de différence entre le 2 août et le 10 août avec simulation de l'écoulement en noir, (b) focus sur une partie du réseau de drainage

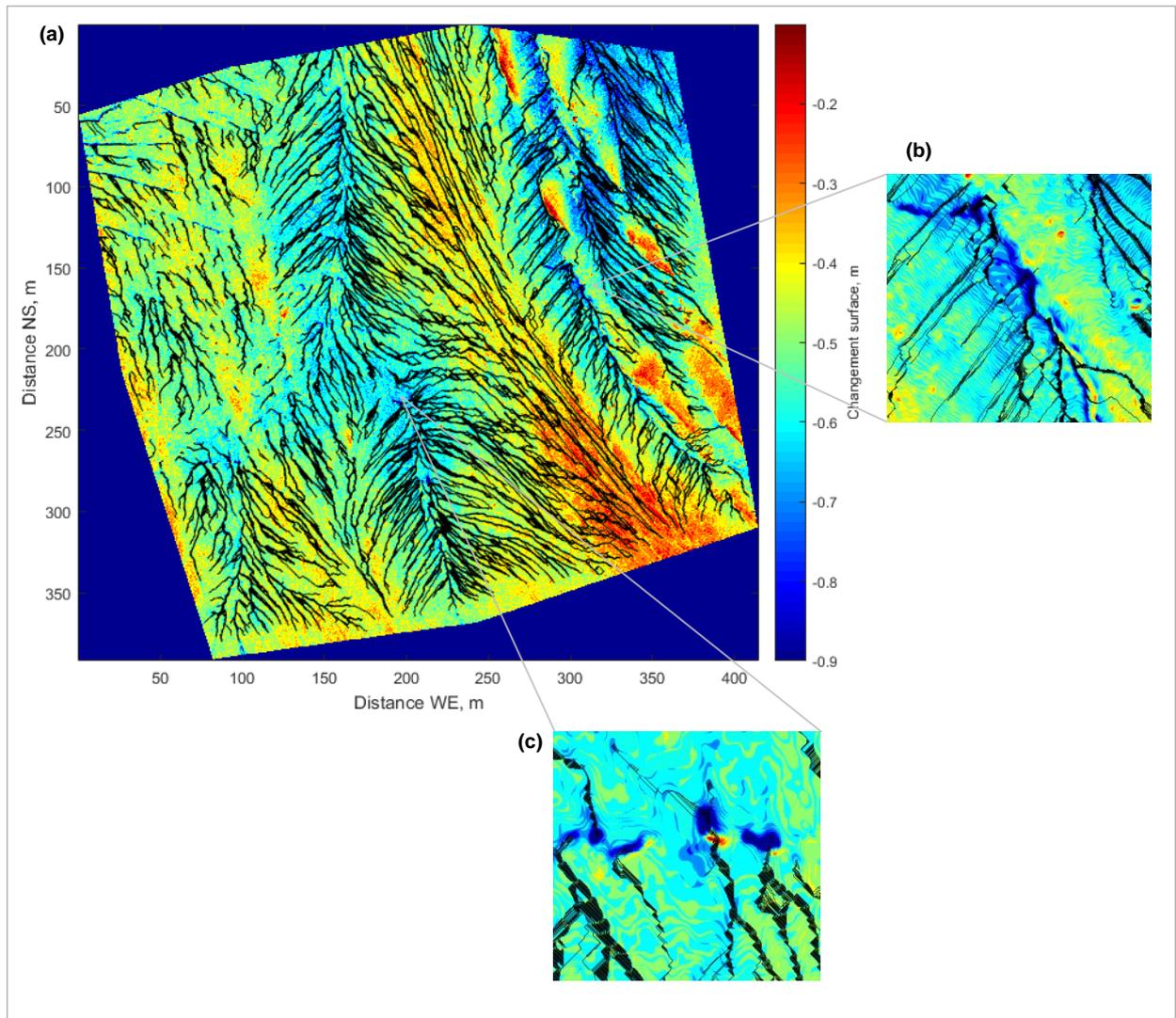


Figure 9 : (a) MNT de différence entre le 10 août et le 22 août avec simulation de l'écoulement en noir, (b) focus sur une partie du réseau de drainage, (c) focus sur des moulins

L'accumulation de flux apporte des informations quant à la connectivité du réseau de drainage, permet d'identifier l'écoulement et la zone de contribution (figure 10). Dans les figures 10a et 10b, il est possible de constater que les grands réseaux dendritiques possèdent une forte accumulation de flux.

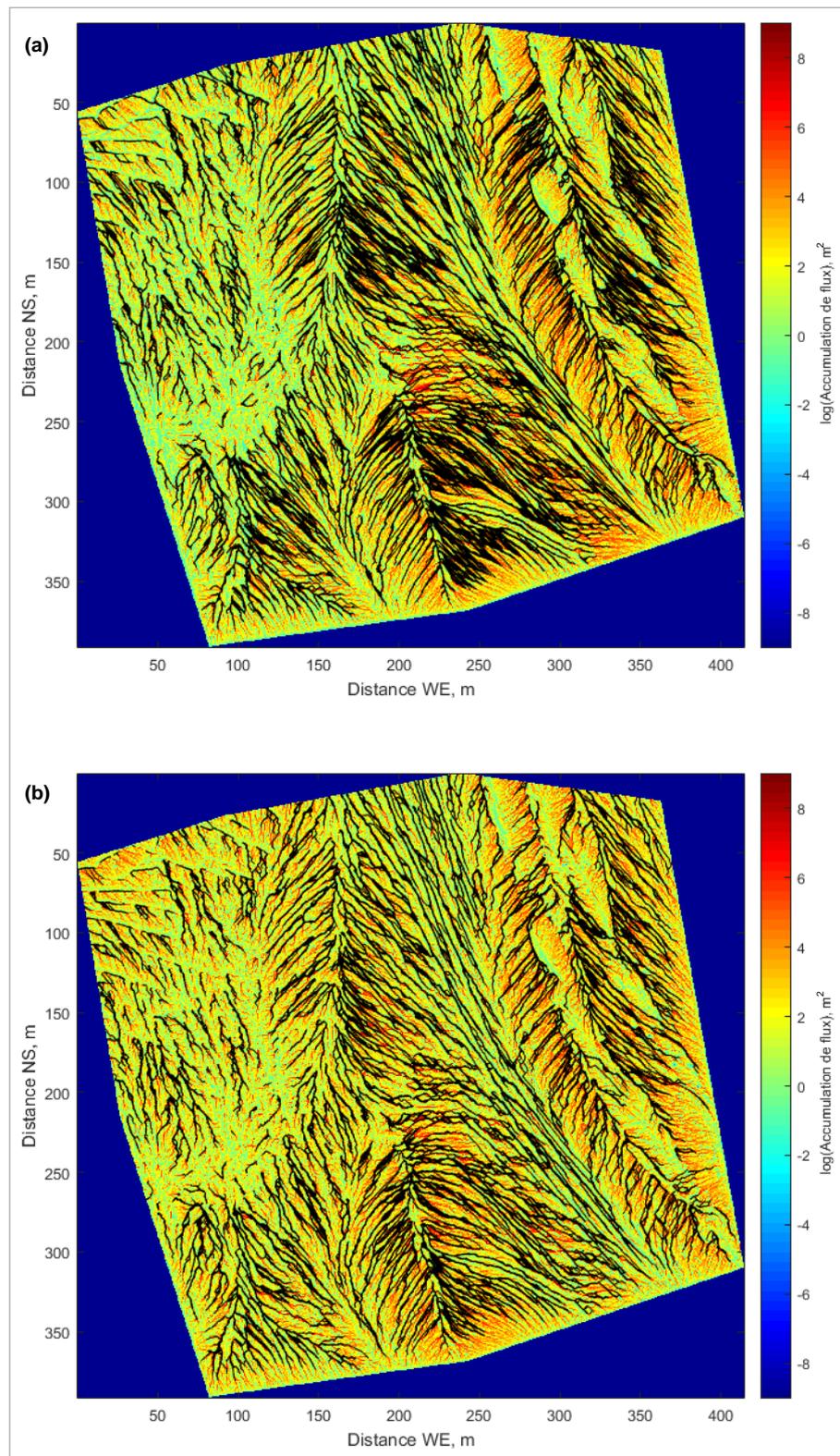


Figure 10 : accumulation de flux avec simulation de l'écoulement en noir (a) entre le 2 août et le 10 août, (b) entre le 10 août et le 22 août.

En revanche, les réseaux parallèles semblent drainer moins d'eau et être moins complexes. En comparant avec les orthophotos de la figure 6, les réseaux parallèles se trouvent pour la plupart sur la zone de glace vive. Les réseaux dendritiques sont le plus souvent placés autour des moraines centrales du glacier. En ce qui concerne l'évolution de l'accumulation de flux entre les deux figures, il est observable que les valeurs d'accumulation sont plus élevées entre le 02 août et le 10 août (figure 10a). Le nombre d'embranchements peut expliquer cela. Sur la figure 10b, les valeurs de l'accumulation de flux occupent une plus grande surface du glacier.

La simplification et organisation des systèmes de chenaux est visible dans la figure suivante (figure 11). Le focus a été réalisé sur la partie amont de la zone d'étude. Moins de chenaux sont visibles et semblent également mieux organisés entre le 10 et 22 août (figure 11b).

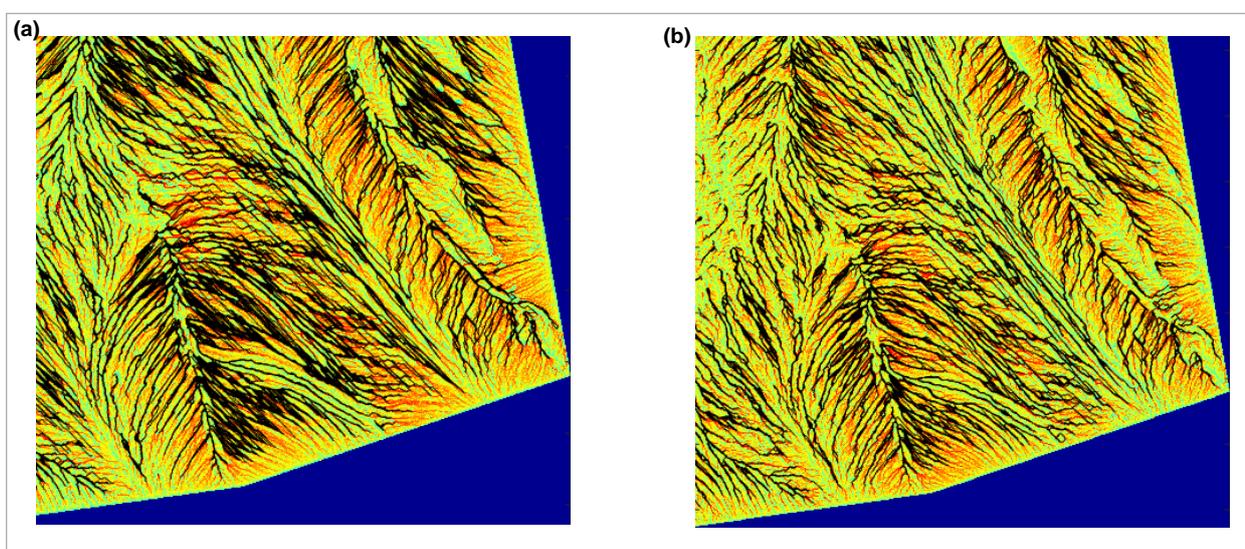


Figure 11 : focus sur l'accumulation de flux. (a) : 2-10 août. (b) : 10-22 août.

Dans la figure suivante (figure 12), un focus a été réalisé sur certaines parties de l'accumulation de flux de la figure 10b. La figure 12a représente le réseau actif au nord-est, proche de la moraine. Les chenaux

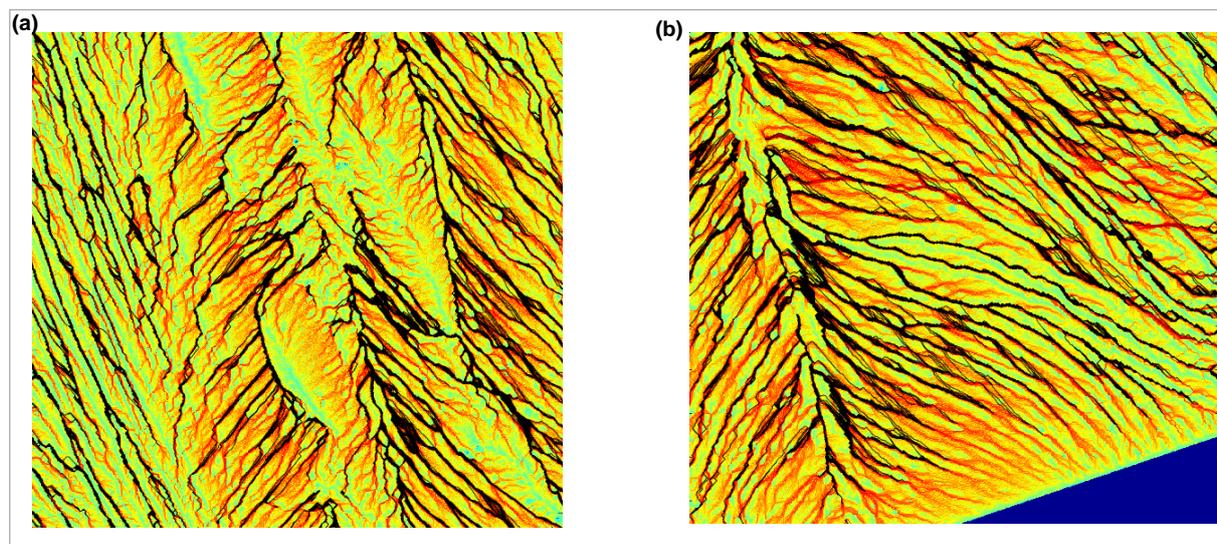


Figure 12 : focus sur l'accumulation de flux (a) réseau actif de la moraine centrale, (b) réseau dendritique à l'amont

parallèles sont également visibles. La figure 12b représente le réseau dendritique au sud de la zone d'étude. Ces figures illustrent la complexité des réseaux de drainage supraglaciaire et le nombre important de chenaux existant à la surface d'un glacier.

Il est également possible d'observer un lien entre la topographie et l'emplacement des réseaux de drainage. En comparant les figures 8,9 et 10 et la figure 13, représentant l'altitude, il est possible de se rendre compte que les réseaux parallèles se situent sur des pentes plus faibles que les réseaux dendritiques. Ces derniers se trouvent aux alentours des moraines, où la topographie est également plus variée.

Un focus a été réalisé sur un des chenaux principaux situé au sud de la zone (figure 14). Entre le 2 août et le 22 août, la couverture neigeuse a fondu

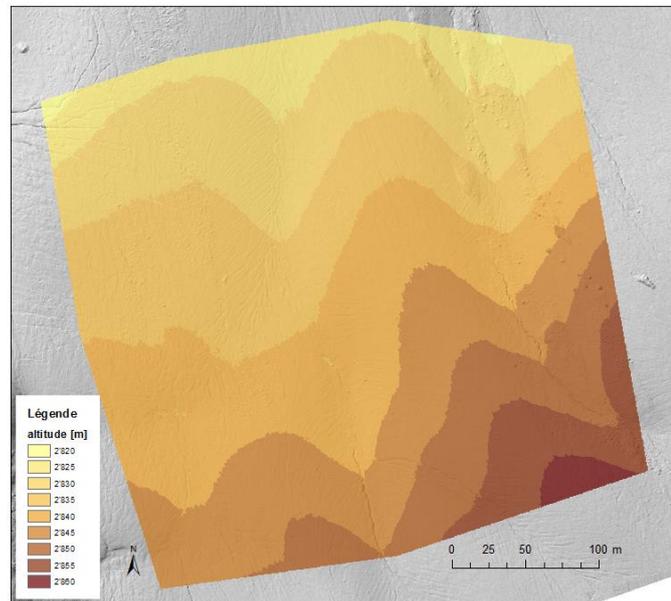


Figure 13 : représentation de l'altitude sur la zone d'étude

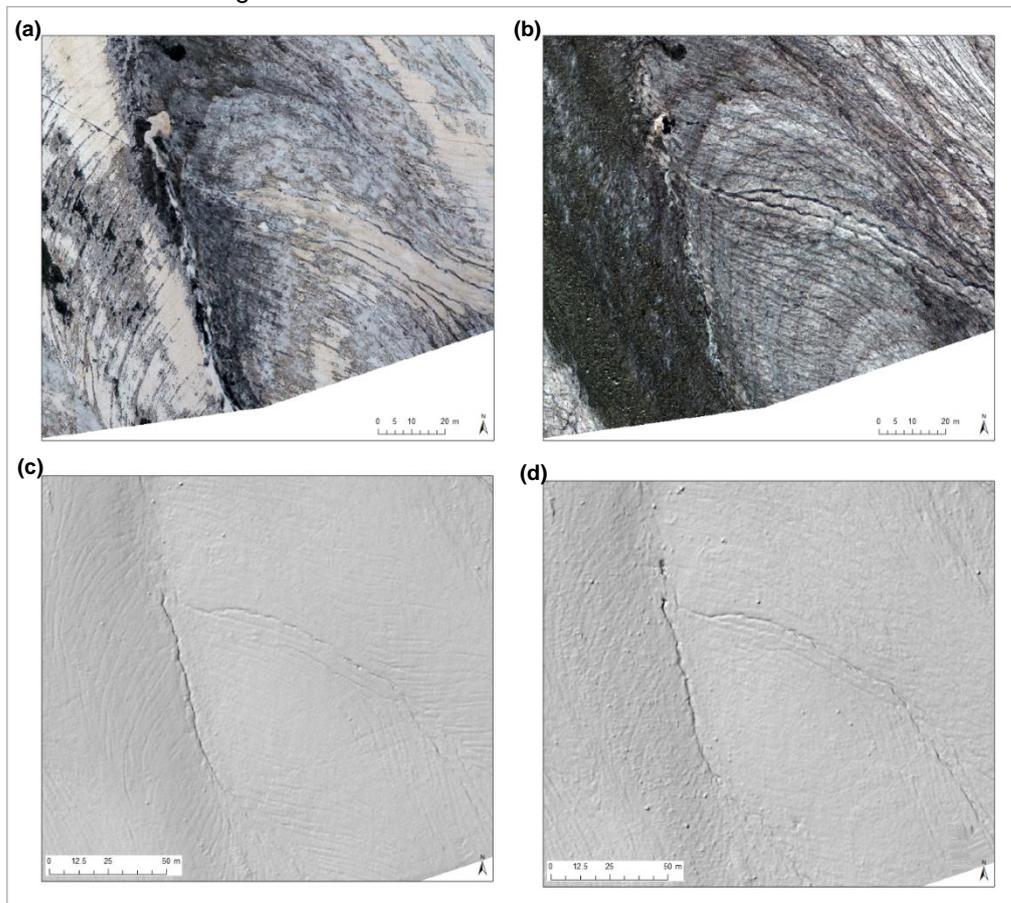


Figure 14 : focus sur un système de drainage avec orthophotos et ombrage de MNT. (a) et (c): 2 août. (b) et (d): 22 août.

dans sa quasi-totalité (visible sur les orthophotos 14a et 14c). Les deux chenaux principaux se sont creusés et deviennent plus visibles sur l'ombrage de la figure 14d. La texture de la glace semble également moins lisse et de nouvelles zones de débris ont été mises à jour. Un moulin est également visible à l'aval.

Dans la figure suivante (figure 15), il est possible de constater que les crevasses s'ouvrent et sont libérées de leur couverture neigeuse au fil de l'été.

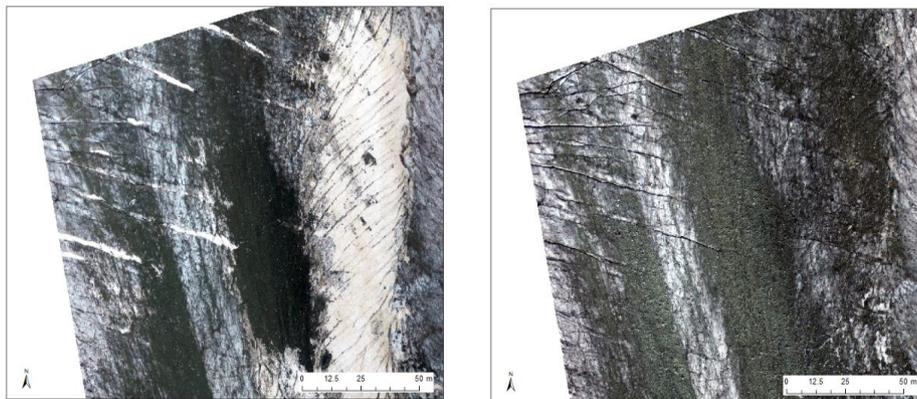


Figure 15 : focus sur les crevasses (nord-ouest) entre le 2 et 22 août

Il en est de même pour les moulins (figure 16)

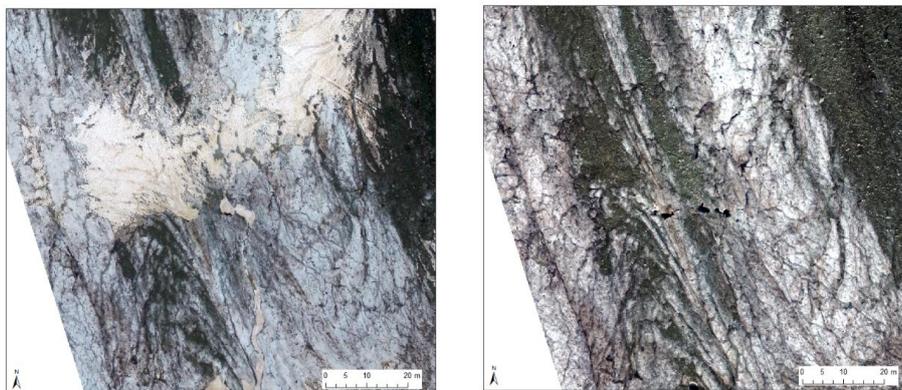


Figure 16 : focus sur les moulins (ouest) entre le 2 et 22 août

Les figures ci-dessous (figure 17) représentent l'ombrage des MNTs. Il est possible de constater que les chenaux se creusent et semblent devenir plus sinueux entre la figure 17 a et 17b. Un réseau de forme dendritique est visible au centre. Les structures parallèles apparaissent également sur la droite.

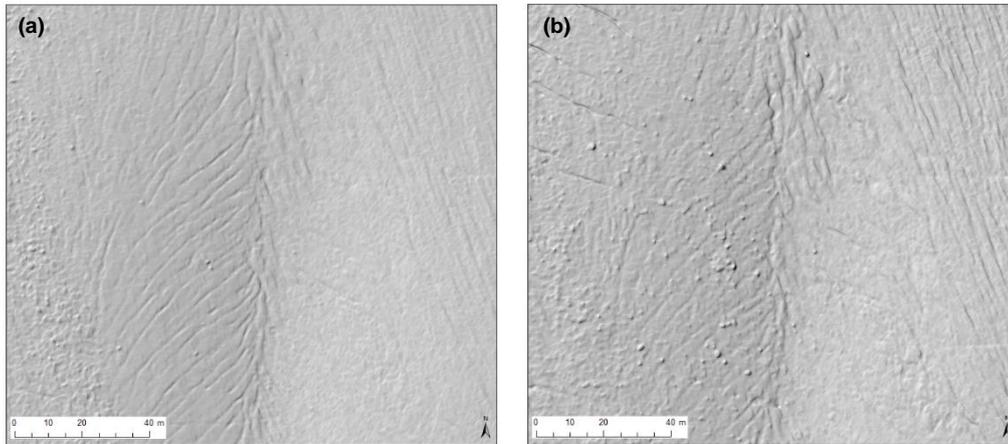


Figure 17 : focus sur les chenaux supraglaciaires entre le 2 (a) et 22 août (b)

La figure suivante (figures 18) illustre les réseaux parallèles. Ils sont visibles dans le centre des figures. Entre les deux figures, la couche de neige a disparu et les chenaux parallèles sont devenus très visibles. Le réseau de forme dendritique, détaillé dans la figure 14, apparaît en bas à gauche des figures.

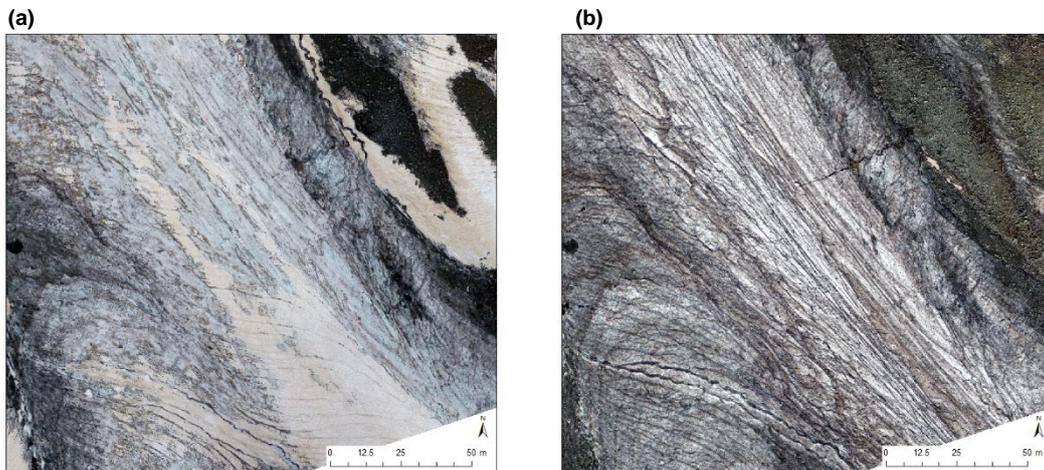


Figure 18 : réseaux parallèles entre le 2 (a) et 22 août (b)

Les graphiques suivants (figure 19) montrent la classification de la perte de surface. Cette classification est réalisée en fonction de la définition d'un chenal, en augmentant la taille du bassin de contribution à l'amont. Il est possible d'observer plusieurs phénomènes : 1) Si toute la surface est un chenal, la perte liée aux chenaux et à la surface est identique. 2) Si la surface définissant un chenal augmente, une augmentation dans la perte de surface est visible. Plus les bassins de contribution à l'amont sont grands, plus la perte de surface est grande. 3) Cette augmentation de la perte de surface se stabilise au-dessus

d'une certaine surface de contribution amont. Il s'agit des grands canaux supraglaciaires. Ils renseignent sur l'augmentation maximum de la fonte possible. Cela indique probablement le moment où les effets du rayonnement solaire sur le fond des chenaux diminuent à cause du volume d'eau plus élevé contenu dans ces derniers. Toutefois, la fonte augmente toujours par frottement de l'eau dans les chenaux. Cette stabilisation se situe aux environs de 250 m² de zone de contribution à l'amont, pour les deux graphiques. Il ne semble pas y avoir de différence significative dans ces données entre le graphique du 2 au 10 août (19a) et celui du 10 au 22 août (19b), excepté que le changement de surface moyen est légèrement plus élevé dans le graphique 19b.

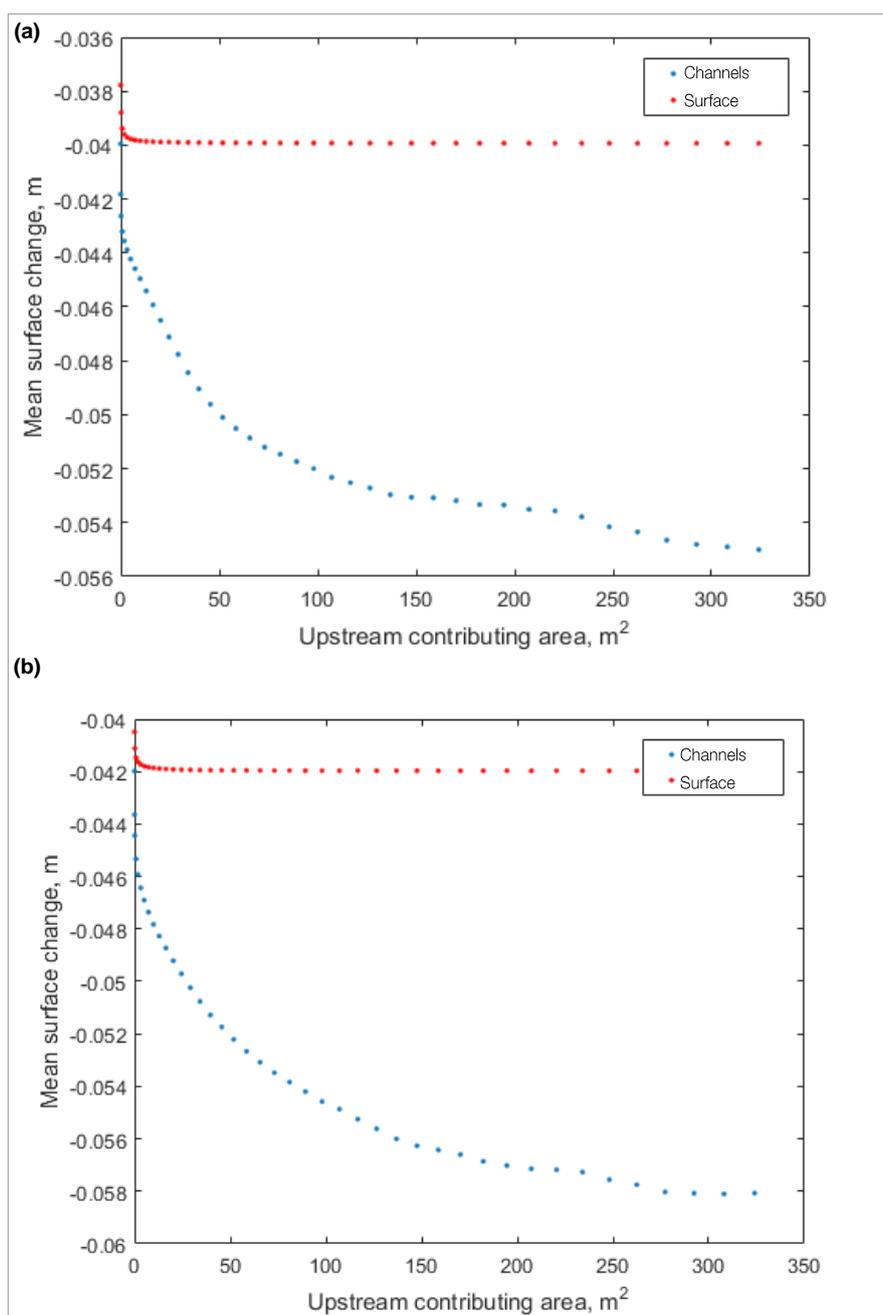


Figure 19 : zone de contribution à l'amont (a) entre le 2 et 10 août (b) entre le 10 et 22 août

3.3. Evolution de la rugosité

Les figures suivantes (figure 20) représentent le « sill », c'est-à-dire la rugosité totale, issues de l'analyse de semi-variogramme. Il est possible de voir que la rugosité augmente au fur et à mesure de l'avancée de la saison. En comparant aux figures précédentes (p.ex. figures 8 et 9), il est visible que les zones où la rugosité est plus élevée correspondent aux zones de drainage où les chenaux sont les plus grands et actifs. Ces figures mettent en évidence les chenaux principaux, qui prennent de l'ampleur au fil de la saison. Les crevasses, les moulins ainsi que les moraines sont également visibles. La figure 20 donne une bonne visualisation de la mise en place du réseau de drainage supraglaciaire à la fin de la période d'ablation. Les chenaux primaires avec une rugosité élevée sont visibles, ainsi que des réseaux de chenaux secondaires avec une rugosité plus faible. Entre le 2 août (figure 20a) et le 22 août (figure 20c), la surface du glacier est devenue de plus en plus rugueuse, montrant donc un changement de texture et une certaine évolution du réseau de drainage.

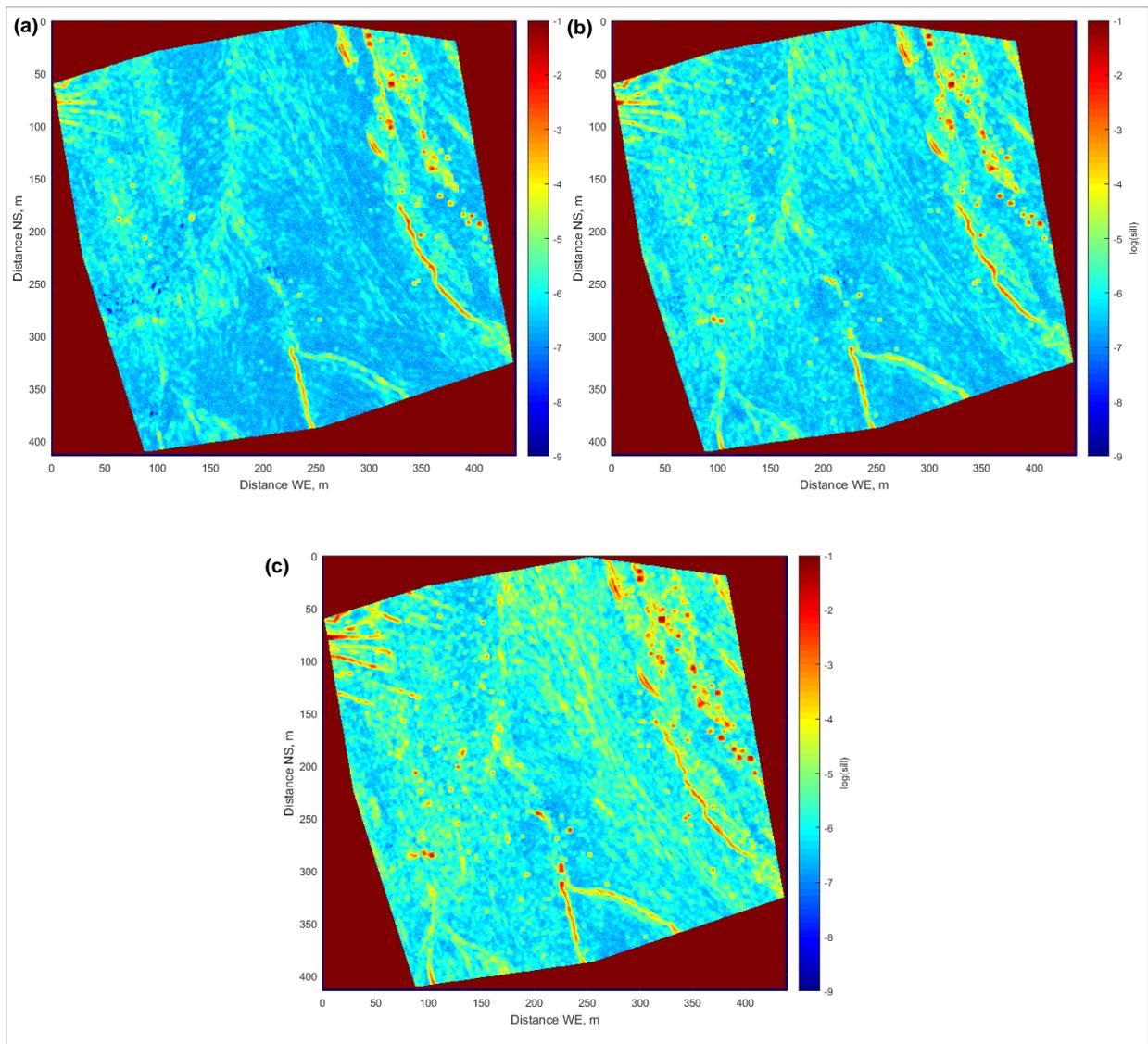


Figure 20 : log du sill (rugosité) : (a) 2 août ; (b) 10 août, (c) 22 août

Avec la figure suivante (figure 21), représentant l'ombrage issu des MNTs, il est possible de constater le changement de texture entre les dates d'études et donc l'augmentation de la rugosité.

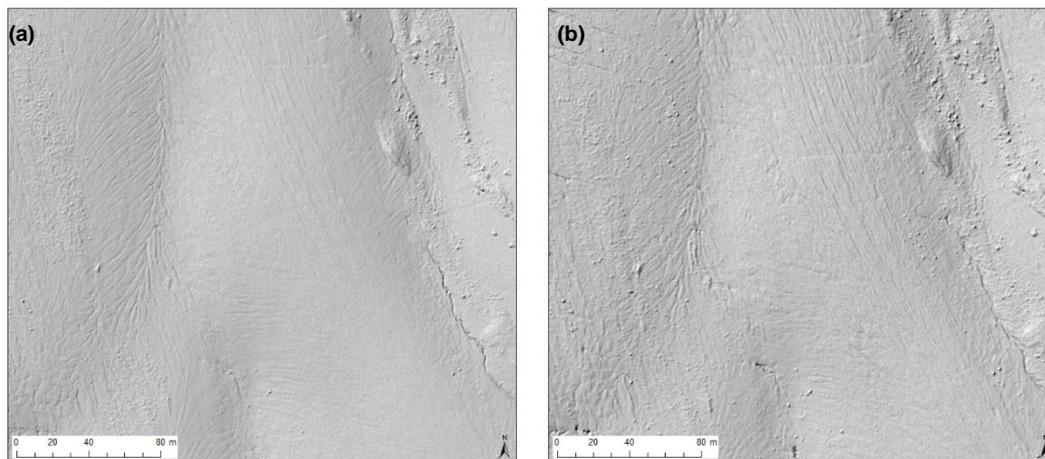


Figure 21: changement de texture à la surface du glacier entre le 2 août (a) et le 22 août (b)

4. DISCUSSION

4.1. Variations de l'altitude au sein de la période d'ablation

Il a été observé précédemment qu'il existe une grande variabilité de l'ablation au sein de la zone d'étude (figures 4, 5, 8 et 9). Ce phénomène peut être expliqué par plusieurs processus. La topographie à la surface du glacier joue un rôle fondamental dans la détermination du bilan énergétique de surface, comme l'ombrage, la pente, l'orientation ou encore l'albédo (Arnold et al., 2006). Ces paramètres ont un rôle crucial dans la détermination des patterns spatiales du bilan énergétique et donc de la fonte à la surface du glacier (Arnold et al., 2006). Au vu des résultats précédents, la fonte peut être associée, dans un premier temps, à la topographie variée de la zone d'étude : les moraines ne subissent que peu de changement, il y a plus d'érosion dans les creux et moins d'érosion sur les zones de faible pente.

Il faut tout de même souligner l'importance des débris présents sur la glace. Effectivement, les zones recouvertes de débris épais, comme les moraines, isolent la glace (Immerzeel et al., 2014) et la présence de ces matériaux tend à supprimer le taux d'ablation (Reid et al., 2012). Toutefois, il est nécessaire de faire une différenciation des débris selon leur taille tout comme le proposent Huang et al. (2018). La présence de débris foncés peuvent assombrir la glace, diminuer l'albédo et accélérer la fonte en augmentant l'énergie disponible pour l'ablation (Dal Farra et al., 2018; MacDonell et al., 2012). Les résultats obtenus (figures 4, 5, 8 et 9) tendent à valider ce phénomène. Il est visible que les moraines subissent peu de changements d'altitude, mais aux alentours des moraines, le taux d'ablation est élevé. Cette augmentation de la fonte pourrait être liée à la relation entre plusieurs paramètres. La présence des moraines isolantes offre une variation topographique et de nombreux débris fins sont présents aux alentours des moraines centrales, pouvant augmenter la fonte. La fonte est également moins importante dans les zones de plus faible pente. De plus, les zones d'un glacier où des sédiments se sont accumulés commencent à fondre plus tôt dans la saison et l'ablation durera plus longtemps que les zones de glaces claires (MacDonell et al., 2012).

La topographie joue un rôle crucial dans la variation de l'ablation de la surface d'un glacier. Il est toutefois nécessaire de rappeler que le rôle de l'eau a un impact sur la variabilité du taux de fonte de la glace (Rippin et al., 2015). Les endroits où le taux de fonte est élevé pourraient être associés aux conduits menant dans le système sous-glaciaire (Immerzeel et al., 2014). Il est donc constatable que la variation de la fonte à la surface d'un glacier est un phénomène très complexe, influencé par un grand nombre de paramètres.

4.2. Evolution du réseau de drainage supraglaciaire

Comme expliqué précédemment, la morphométrie des réseaux de rivières supraglaciaires sont principalement contrôlées par la topographie à la surface et la géomorphologie (Ferguson, 1973; SanClements et al., 2017; Yang et al., 2016), ceci jusqu'à la capture du cours d'eau par un moulin (Yang et al., 2016). Les figures 8 et 9 indiquent une relation entre la topographie de surface et l'emplacement des réseaux de chenaux supraglaciaire. Comme l'ont déjà montré Rippin et al. (2015), il est possible de faire la distinction entre des réseaux primaires et secondaires. Ces réseaux secondaires, composés de petits chenaux extensifs drainent potentiellement une quantité d'eau de fonte importante (Rippin et al., 2015). Les résultats montrent visiblement une distinction entre les chenaux : il y a la présence de grands réseaux de forme dendritiques, amenant à des chenaux primaires et des réseaux secondaires extensifs, de forme parallèle (figure 18).

Ces chenaux primaires peuvent être qualifié de dynamique, étant donné qu'il est possible d'observer une évolution spatiale et temporelle, comme l'apparition de sinuosité, phénomène observé par Ferguson (1973), Karlstrom et al. (2013) et Rippin et al., (2015) (figure 17). Les réseaux semblent également s'organiser au fur et à mesure de la saison de fonte (figure 10). Moins d'embranchements sont visibles entre le 10 août et le 22 août, ce qui laisse penser que le réseau de drainage supraglaciaire devient plus efficace à la fin de la saison de fonte.

La notion d'héritage des chenaux a été discutée par Karlstrom et al. (2013) et Rippin et al. (2015). Dans ce travail, l'héritage des chenaux d'années en années n'a pas pu directement être observé étant donné que les mesures ont été effectuées sur une saison. Au vu de la structure du réseau de drainage, particulièrement des chenaux primaires profondément incisés dans la glace et suivant la structure de cette dernière, il est probable de penser que ces chenaux stables subsistent d'année en année comme Rippin et al. (2015) en ont déjà fait l'hypothèse. Ferguson, (1973) a également émis cette hypothèse quant au Bas glacier d'Arolla.

Selon Ferguson (1973), le développement et l'incision des chenaux est rapide au début de la période d'ablation à cause de l'importante quantité d'eau de fonte à disposition. Par contre, le taux d'ablation à la surface du glacier sera encore bas, du fait que la couverture neigeuse protégeant encore la surface du glacier (Ferguson, 1973). Une fois que le taux d'incision verticale des chenaux est plus bas que le taux d'ablation à la surface du glacier, les chenaux vont continuer d'inciser la surface, mais avec un taux déclinant, jusqu'à atteindre un certain équilibre (Ferguson, 1973). Ce seuil peut être perçu dans la figure 19. Un lien peut également être fait avec la recherche de Rippin et al. (2015), mettant en avant un lien entre faible réflectance et forte densité de chenaux. L'incision par les chenaux se pourrait moins forte à un certain moment, le volume d'eau à l'intérieur de ces derniers affaiblissant le rayonnement solaire atteignant le lit.

L'évolution du réseau se fait aussi par la mise à jour de nouvelles crevasses et de nouveaux moulins. Comme en fait part Nienow et al. (1998), la remontée de la ligne des neiges fait apparaître ces nouvelles structures, ce qui est visible sur les figures 15 et 16.

4.3. Evolution de la rugosité à la surface du glacier

Les résultats de ce travail montrent une évolution des valeurs de rugosité au sein de la saison de fonte du glacier. Cette observation corrobore les explications émises par Irvine-Fynn et al. (2014) et leurs explications de la dynamique de la rugosité de la surface. L'augmentation des valeurs de la rugosité est causée par le drainage de l'eau de fonte à la surface du glacier (Irvine-Fynn et al., 2014). Effectivement, les caractéristiques de la surface, telles que la rugosité, augmente la fonte dans les chenaux à petite échelle (Cathles et al., 2011). La rugosité augmente le taux d'ablation nette associé au rayonnement solaire direct par rapport aux surfaces lisses (Cathles et al., 2011). En effet, la rugosité permet à l'énergie solaire réfléchi par une partie de la surface d'être absorbée par une autre (Cathles et al., 2011). Ce processus indique un fort lien entre la rugosité et les chenaux de drainage supraglaciaire. Comme le montrent les résultats, plus les chenaux de surface se développent, plus la rugosité augmente, entraînant une augmentation de l'ablation et donc un apport d'eau pour les réseaux de drainage. Dans les figures 20, il est bien visible que la rugosité est plus forte aux alentours des chenaux supraglaciaires majeurs, phénomène également observé par l'étude de Rippin et al. (2015). Dans ces mêmes figures, il est également visible que la rugosité augmente sur l'ensemble de la surface du glacier. Les chenaux primaires ont de fortes valeurs de rugosité, mais comme le souligne Rippin et al. (2015), les réseaux extensifs de chenaux secondaires ont également une influence sur la rugosité à la surface.

5. CONCLUSION

Cette étude a montré toute la complexité existante pour comprendre l'hydrologie glaciaire, spécifiquement les enjeux liés à la dynamique de la surface et des réseaux de drainage supraglaciaire. Il a été démontré que la méthode de photogrammétrie par drone est pertinente dans ce domaine de recherche car elle permet de réaliser des données d'une grande résolution. Les résultats ont montré que la fonte de la glace est en relation avec les réseaux de drainage. Les réseaux dendritiques sont associés avec un fort taux de fonte se situant entre 0.04 m. et 0.125 m. par jour, contrairement aux réseaux parallèles. Ces zones ayant subi moins de fonte ont des valeurs comprises entre 0.01 m. et 0.03 m. par jour. La présence de débris fins est également un facteur d'ablation. La topographie influence la structure des réseaux de drainage supraglaciaire et est donc également en relation avec le taux d'ablation. Les réseaux de forme parallèle se situent sur les faibles pentes. Les réseaux dendritiques se situent dans les pentes plus fortes et les zones de topographie variée, comme les moraines. Le système de drainage supraglaciaire est dynamique et il y a une évolution pendant la saison de fonte. Le réseau s'organise au fil de la saison de fonte et devient plus efficace. L'incision des chenaux est également visible sur la période d'étude. Une relation a été établie entre les chenaux et la surface de contribution en amont. Une stabilisation aux environs de 250 m² de contribution a été mise à jour. Ce seuil correspond à la diminution des effets du rayonnement solaire sur la fonte dû au volume d'eau de fonte présent dans les chenaux. La rugosité de la glace augmente au fur et à mesure de la saison de fonte et est plus élevée dans les chenaux. Ce travail de recherche aura permis de mieux comprendre l'évolution des réseaux de drainage supraglaciaire et de montrer la dynamique de ce système hydrologique glaciaire. Il a mis en avant la complexité des liens entre l'ablation, la structure du réseau de drainage et de la rugosité de la glace.

Pour comprendre tous les mécanismes et processus du drainage supraglaciaire, il serait pertinent de réaliser des mesures sur une période plus étendue. Une étude prolongée permettrait de mettre en avant le processus de mise en place des réseaux de drainage, étant donné qu'il a été observé que les chenaux sont déjà en place lorsque la couverture neigeuse commence de fondre. Des mesures sur deux saisons d'ablation différentes seraient également d'un grand intérêt pour la compréhension de la notion d'héritage des chenaux. Au vu de l'importance de la relation entre la surface d'un glacier et des échanges atmosphériques, l'analyse de la rugosité à petite et grande échelle et son implication aérodynamique serait également un sujet de futures études.

6. BIBLIOGRAPHIE

- Arnold, N. S., Rees, W. G., Hodson, A. J., & Kohler, J. (2006). Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journal of Geophysical Research*, 111(F2). <https://doi.org/10.1029/2005JF000426>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., & Shea, J. M. (2015). Modeling 2 m air temperatures over mountain glaciers: Exploring the influence of katabatic cooling and external warming: Air temperature over mountain glaciers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(8), 3139-3157. <https://doi.org/10.1002/2015JD023137>
- Banwell, A., Hewitt, I., Willis, I., & Arnold, N. (2016). Moulin density controls drainage development beneath the Greenland ice sheet: Moulin Density and Subglacial Drainage. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2248-2269. <https://doi.org/10.1002/2015JF003801>
- Bhardwaj, A., Sam, L., Akanksha, Martín-Torres, F. J., & Kumar, R. (2016). UAVs as remote sensing platform in glaciology: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, 175, 196-204. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.029>
- Brock, B. W., Willis, I. C., Sharp, M. J., & Arnold, N. S. (2000). Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Annals of Glaciology*, 31, 53-62. <https://doi.org/10.3189/172756400781820183>
- Campbell, F. M. A., Nienow, P. W., & Purves, R. S. (2006). Role of the supraglacial snowpack in mediating meltwater delivery to the glacier system as inferred from dye tracer investigations. *Hydrological Processes*, 20(4), 969-985. <https://doi.org/10.1002/hyp.6115>
- Carbonneau, P. E., & Dietrich, J. T. (2017). Cost-effective non-metric photogrammetry from consumer-grade sUAS: implications for direct georeferencing of structure from motion photogrammetry: Cost-Effective Non-Metric Photogrammetry from Consumer-Grade sUAS. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(3), 473-486. <https://doi.org/10.1002/esp.4012>
- Carrera-Hernández, J. J., Levresse, G., Lacan, P., & Aranda-Gómez, J. J. (2016). A low cost technique for development of ultra-high resolution topography: application to a dry maar's bottom. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1).

- Cathles, L. M., Abbot, D. S., Bassis, J. N., & MacAyeal, D. R. (2011). Modeling surface-roughness/solar-ablation feedback: application to small-scale surface channels and crevasses of the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, *52*(59), 99–108.
- Clapuyt, F., Vanacker, V., & Van Oost, K. (2016). Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology*, *260*, 4-15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.011>
- Croft, H., Anderson, K., Brazier, R. E., & Kuhn, N. J. (2013). Modeling fine-scale soil surface structure using geostatistics. *Water Resources Research*, *49*(4), 1858-1870. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20172>
- Dal Farra, A., Kaspari, S., Beach, J., Bucheli, T. D., Schaepman, M., & Schwikowski, M. (2018). Spectral signatures of submicron scale light-absorbing impurities in snow and ice using hyperspectral microscopy. *Journal of Glaciology*, *64*(245), 377-386. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.29>
- DJI. (2018). Phantom 3 Professional. Consulté 13 août 2018, à l'adresse <https://www.dji.com/phantom-3-pro>
- Eltner, A., & Schneider, D. (2015). Analysis of Different Methods for 3D Reconstruction of Natural Surfaces from Parallel-Axes UAV Images. *The Photogrammetric Record*, *30*(151), 279-299. <https://doi.org/10.1111/phor.12115>
- Ferguson, R. I. (1973). Sinuosity of supraglacial streams. *Geological Society of America Bulletin*, *84*(1), 251–256.
- Gabbud, C., Micheletti, N., & Lane, S. N. (2016). Response of a temperate alpine valley glacier to climate change at the decadal scale: response of a temperate alpine valley glacier to climate change at the decadal scale. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *98*(1), 81-95. <https://doi.org/10.1111/geoa.12124>
- Gindraux, S., Boesch, R., & Farinotti, D. (2017). Accuracy Assessment of Digital Surface Models from Unmanned Aerial Vehicles' Imagery on Glaciers. *Remote Sensing*, *9*(3), 186. <https://doi.org/10.3390/rs9020186>
- Girod, L., Nuth, C., Käab, A., Etzelmüller, B., & Kohler, J. (2017). Terrain changes from images acquired on opportunistic flights by SfM photogrammetry. *The Cryosphere*, *11*(2), 827-840. <https://doi.org/10.5194/tc-11-827-2017>

- Gleason, C. J., Smith, L. C., Chu, V. W., Legleiter, C. J., Pitcher, L. H., Overstreet, B. T., ... Yang, K. (2016). Characterizing supraglacial meltwater channel hydraulics on the Greenland Ice Sheet from in situ observations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(14), 2111-2122. <https://doi.org/10.1002/esp.3977>
- Huang, L., Li, Z., Han, H., Tian, B., & Zhou, J. (2018). Analysis of thickness changes and the associated driving factors on a debris-covered glacier in the Tianshan Mountain. *Remote Sensing of Environment*, 206, 63-71. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.12.028>
- Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Shrestha, A. B., Pellicciotti, F., Bierkens, M. F. P., & de Jong, S. M. (2014). High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. *Remote Sensing of Environment*, 150, 93-103. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.04.025>
- Irvine-Fynn, T. D. L., Sanz-Ablanedo, E., Rutter, N., Smith, M. W., & Chandler, J. H. (2014). Measuring glacier surface roughness using plot-scale, close-range digital photogrammetry. *Journal of Glaciology*, 60(223), 957-969. <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J032>
- 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(10), 1413-1420. <https://doi.org/10.1002/esp.3609>
- Karlstrom, L., Gajjar, P., & Manga, M. (2013). Meander formation in supraglacial streams. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(3), 1897-1907. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20135>
- Koziol, C., Arnold, N., Pope, A., & Colgan, W. (2017). Quantifying supraglacial meltwater pathways in the Paakitsoq region, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 63(239), 464-476. <https://doi.org/10.1017/jog.2017.5>
- Kršák, B., Blišťan, P., Pauliková, A., Puškárová, P., Kovanič, I., Palková, J., & Zelizňaková, V. (2016). Use of low-cost UAV photogrammetry to analyze the accuracy of a digital elevation model in a case study. *Measurement*, 91, 276-287. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2016.05.028>
- Lampkin, D. J., & VanderBerg, J. (2014). Supraglacial melt channel networks in the Jakobshavn Isbrae region during the 2007 melt season. *Hydrological Processes*, 28(25), 6038-6053. <https://doi.org/10.1002/hyp.10085>
- 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.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>
- Lane, S. N., Westaway, R. M., & Murray Hicks, D. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(3), 249-271. <https://doi.org/10.1002/esp.483>
- MacDonell, S. A., Fitzsimons, S. J., & Mölg, T. (2012). Seasonal sediment fluxes forcing supraglacial melting on the Wright Lower Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Hydrological Processes*, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/hyp.9444>
- Mair, D. (2002). Influence of subglacial drainage system evolution on glacier surface motion: Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Geophysical Research*, 107(B8).
<https://doi.org/10.1029/2001JB000514>
- Mantelli, E., Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2015). Supraglacial channel inception: Modeling and processes. *Water Resources Research*, 51(9), 7044-7063.
<https://doi.org/10.1002/2015WR017075>
- Marston, R. A. (1983). Supraglacial Stream Dynamics on the Juneau Icefield. *Annals of the Association of American Geographers*, 73(4), 597-608. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1983.tb01861.x>
- Messerli, A., & Grinsted, A. (2015). Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1), 23-34.
<https://doi.org/10.5194/gi-4-23-2015>
- Miles, E. S., Steiner, J., Willis, I., Buri, P., Immerzeel, W. W., Chesnokova, A., & Pellicciotti, F. (2017). Pond Dynamics and Supraglacial-Englacial Connectivity on Debris-Covered Lirung Glacier, Nepal. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00069>
- Nienow, P., Sharp, M., & Willis, I. (1998). Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(9), 825-843.
- Reid, T. D., Carenzo, M., Pellicciotti, F., & Brock, B. W. (2012). Including debris cover effects in a distributed model of glacier ablation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D18), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JD017795>
- Rippin, D. M., 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(10), 1279-1290.
<https://doi.org/10.1002/esp.3719>
- Samimi, S., & Marshall, S. J. (2017). Diurnal Cycles of Meltwater Percolation, Refreezing, and Drainage in the Supraglacial Snowpack of Haig Glacier, Canadian Rocky Mountains. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00006>
- SanClements, M. D., Smith, H. J., Foreman, C. M., Tedesco, M., Chin, Y.-P., Jaros, C., & McKnight, D. M. (2017). Biogeophysical properties of an expansive Antarctic supraglacial stream. *Antarctic Science*, 29(01), 33-44. <https://doi.org/10.1017/S0954102016000456>
- Schwanghart, W., & Kuhn, N. J. (2010). TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software*, 25(6), 770-781.
<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>
- Sharp, M., Richards, K., Willis, I., Arnold, N., Nienow, P., Lawson, W., & Tison, J.-L. (1993). Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(6), 557-571.
- Smith, L. C., Chu, V. W., Yang, K., Gleason, C. J., Pitcher, L. H., Rennermalm, A. K., ... Balog, J. (2015). Efficient meltwater drainage through supraglacial streams and rivers on the southwest Greenland ice sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(4), 1001-1006.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1413024112>
- Smith, M. W., & Vericat, D. (2015). From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(12), 1656-1671. <https://doi.org/10.1002/esp.3747>
- St. Germain, S. L., & Moorman, B. J. (2016). The development of a pulsating supraglacial stream. *Annals of Glaciology*, 57(72), 31-38. <https://doi.org/10.1017/aog.2016.16>
- Van Vliet-Lanoë, B. (2013). *Cryosphère: histoire et environnements de notre ère glaciaire : cours & exercices corrigés : master sciences de la terre sciences de l'environnement*. Paris: Vuibert.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

Willis, I. C., Arnold, N. S., & Brock, B. W. (2002). Effect of snowpack removal on energy balance, melt and runoff in a small supraglacial catchment. *Hydrological Processes*, 16(14), 2721-2749.
<https://doi.org/10.1002/hyp.1067>

Yang, K., Smith, L. C., Chu, V. W., Pitcher, L. H., Gleason, C. J., Rennermalm, A. K., & Li, M. (2016). Fluvial morphometry of supraglacial river networks on the southwest Greenland Ice Sheet. *G/Science & Remote Sensing*, 53(4), 459-482.
<https://doi.org/10.1080/15481603.2016.1162345>