

Localisation de la glace enterrée à partir de données InSAR et
de photogrammétrie par véhicule aérien non habité (UAV);
étude de cas à Shar Tăgà', Yukon

Par

Simon MORTAGNE

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
COMME EXIGENCE PARTIELLE À L'OBTENTION DE LA MAÎTRISE
AVEC MÉMOIRE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION
M.Sc.A.

MONTREAL, LE 2 OCTOBRE 2020

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC



Simon Mortagne 2020



Cette licence [Creative Commons](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/) signifie qu'il est permis de diffuser, d'imprimer ou de sauvegarder sur un autre support une partie ou la totalité de cette œuvre à condition de mentionner l'auteur, que ces utilisations soient faites à des fins non commerciales et que le contenu de l'œuvre n'ait pas été modifié.

PRÉSENTATION DU JURY
CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ
PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. Michel Baraër, directeur de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mme Annie Poulin, président du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. François Brissette, membre du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 14 SEPTEMBRE 2020

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Michel Baraër, mon directeur de recherche. Merci de m'avoir fait confiance sur ce projet et de m'avoir permis de vivre cette expérience. C'était un plaisir de travailler sous ta direction. Ta disponibilité et ta bienveillance m'ont permis de m'épanouir au sein du HC3 et d'y passer deux belles années. Un grand merci à Andréa qui a partagé cette expérience avec moi. Ta présence au laboratoire a égayé mes journées et je garderai le souvenir d'une personne chaleureuse et ambitieuse, dont l'amour du chocolat n'a d'égale que ta passion pour le sport. Merci Pierrick pour ta sympathie et le partage de tes connaissances sur et en dehors du terrain. Encore merci pour le pantalon, c'est dans ce genre de situation que l'on reconnaît les grands hommes. Un grand merci à Greg pour avoir accepté de superviser l'expédition d'août. Merci à Annie et à François qui ont accepté de faire partie de mon jury. Un grand merci à toutes les personnes du HC3 pour m'avoir accueilli dans ce laboratoire et m'avoir permis de m'y sentir à l'aise. Merci à Jeffrey McKenzie d'avoir accepté de devenir mon co-directeur au sein du GEOTOP. Merci à Richard et Sébastien pour l'aide qu'ils m'ont apportée tout au long du projet et les judicieux conseils qu'ils ont su me prodiguer. Merci à Thomas et Éole pour votre persévérance et l'aide que vous m'avez apportée sur le logiciel SNAP. Merci à Sacha pour l'aide que tu m'as apportée sur le logiciel Pix4D et la bonne humeur que tu as amenée au HC3. Merci à Julia pour ses précieux conseils lors des balbutiements du projet afin de nous aiguiller sur les possibles directions à prendre. Merci à Parc Canada et aux Première Nations pour nous avoir fait confiance et de nous avoir donné accès à la vallée contenant notre site d'étude. Merci à la Kluane Lake Research Station pour l'accueil chaleureux qu'ils nous ont réservé lors de nos expéditions et l'ont rendu encore plus agréable. Merci à Coco et Debie pour m'avoir supporté pendant ces deux années à Montréal et merci aux Heureux Montréalais pour toutes ces aventures vécues ensemble. Et un grand merci à ma famille qui a su me soutenir depuis la France et n'a jamais cessé de croire en moi.

Localisation de la glace enterrée à partir de données InSAR et de photogrammétrie par véhicule aérien non habité (UAV); étude de cas à Grizzly Creek, Yukon

Simon MORTAGNE

RÉSUMÉ

Les glaces enterrées sont des éléments importants de la cryosphère alpine. Cependant leurs processus hydrologiques restent globalement assez méconnus et les modèles hydrologiques des bassins glaciaires alpins actuels ne les prennent pas nécessairement en compte. Cette situation s'explique en partie par les difficultés rencontrées dans l'observation et les mesures associées à cette glace enfouie. L'objectif de cette maîtrise est d'explorer la possibilité d'utiliser l'imagerie satellite InSAR afin de détecter, délimiter les glaces enterrées et d'estimer leurs caractéristiques d'ablation. Pour atteindre cet objectif, une carte de déformations issue du traitement d'interférogrammes d'une zone d'étude située dans les monts St-Elias au Yukon est comparée avec les résultats d'études de terrain menées lors de deux expéditions en juin et août 2019. Celles-ci ont permis de générer une carte de déformations haute définition créée par photogrammétrie à partir d'images collectées avec un drone. Même si une très faible différence (2.96%) a pu être obtenue entre les déformations moyennes issues des deux méthodes, les résultats obtenus ne permettent pas, à ce stade, de valider l'utilisation de l'InSAR comme méthode permettant de suivre les déformations du sol en présence de glace enterrée. En effet, la comparaison des cartes pixel par pixel montre des différences importantes. Celles-ci sont probablement dues à plusieurs facteurs : à la zone d'étude préalablement choisie qui s'est avérée trop chaotique pour des mesures InSAR, à des surfaces d'études trop restreintes, à certaines données InSAR utilisées qui se sont avérées être suspectes en raison de fortes intempéries et à une méthode de déroulement de phase des interférogrammes non adaptés au sujet d'étude. Cette étude reste cependant encourageante puisque des voies d'amélioration ont pu être identifiées.

Mots-clés : Glace enterrée, glacier rocheux, InSAR, UAV, DSM, carte de déformations

Localisation de la glace enterrée à partir de données InSAR et de photogrammétrie par véhicule aérien non habité (UAV); étude de cas à Grizzly Creek, Yukon

Simon MORTAGNE

ABSTRACT

Buried ice is an important part of the Alpine cryosphere. However, their hydrological processes remain largely unknown and the hydrological models of current Alpine ice basins do not necessarily take them into account. This is partly due to the difficulties encountered in observing and measuring buried ice. The objective of this master's degree is to explore the possibility of using InSAR satellite imagery to detect and delineate buried ice and to estimate its ablation characteristics. To achieve this goal, a deformation map derived from interferogram processing of a study area in the St. Elias Mountains in the Yukon is compared with the results of field studies conducted during two expeditions in June and August 2019. These allowed the generation of a high definition deformation map created by photogrammetry from images collected with a UAV. Even if a very small difference (2.96%) could be obtained between the average deformations resulting from the two methods, the results obtained do not allow, at this stage, to validate the use of InSAR as a method for monitoring ground deformations in the presence of buried ice. Indeed, the comparison of the maps pixel by pixel shows important differences. These are probably due to several factors: the pre-selected study area which proved to be too chaotic for InSAR measurements, too small study areas, some InSAR data used which proved to be suspect due to severe weather conditions, and a phase sequence method for interferograms which was not adapted to the study subject. However, this study remains encouraging, as ways for improvement have been identified.

Keywords: Buried ice, rock glacier, InSAR, UAV, DSM, deformations map

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTERATURE.....	7
1.1 Étude de l'impact de la glace enfouie dans un bassin versant	7
1.1.1 Glace enterrée	7
1.1.2 Formation de glace enterrée.....	9
1.1.3 Fonte différée par rapport aux glaces de surface	13
1.1.4 Volume de glace des glaciers rocheux à l'échelle globale	13
1.1.5 Hydrologie de la glace enterrée	14
1.1.5.1 Stockage de l'eau dans un glacier rocheux.....	14
1.1.5.2 Caractéristiques hydrologiques d'un glacier rocheux.....	15
1.2 Drones et photogrammétrie en milieu glaciaire.....	16
1.2.1 L'imagerie par drone dans les vallées glaciaires	16
1.2.2 La photogrammétrie appliquée aux glaciers et aux glaces enterrées.....	17
1.2.3 Les difficultés et limites de la méthode	18
1.3 Données satellites et InSAR appliquées aux glaces enterrées	19
1.3.1 Différents types de capteurs et leur application aux vallées glaciaires.....	19
1.3.2 Principe de l'InSAR.....	19
1.3.3 Satellites disponibles pour l'InSAR.....	20
CHAPITRE 2 METHODOLOGIE.....	23
2.1 Site d'étude	23
2.2 Vue d'ensemble de la méthode	26
2.3 Photogrammétrie à partir d'images du drone.....	27
2.3.1 Le drone	27
2.3.2 Logiciel de photogrammétrie.....	28
2.3.3 Les points de contrôle au sol.....	28
2.3.4 Calibration du drone	29
2.3.5 Création du plan de vol	29
2.3.6 Acquisition des photos de la zone d'étude.....	30
2.3.7 Création du modèle 3D	31
2.3.8 Étude des déformations via ArcGIS	32
2.4 Génération d'interférogrammes grâce aux données InSAR	32
2.4.1 Données utilisées	32
2.4.2 Génération des cartes de déformations	33
2.4.3 Étude des déformations via ArcGIS	36
2.5 Comparaison des cartes de déformations issues du drone et de l'InSAR.....	36
CHAPITRE 3 RESULTAT	37
3.1 Carte de déformations obtenue avec le drone	37
3.2 Cartes de déformations obtenues avec l'InSAR	42

3.3	Comparaison des deux méthodes.....	45
CHAPITRE 4	DISCUSSION.....	49
CONCLUSION		55
ANNEXE I	LISTE DES PRODUITS INSAR UTILISÉS POUR LES CARTES DE DÉFORMATIONS	57
ANNEXE II	MATERIEL UTILISÉ POUR LA RÉALISATION DES MISSIONS DE DRONE LORS DE L'EXPEDITION DE 2019	59
ANNEXE III	INTERFACES DE L'APPLICATION « PIX4DCAPTURE »	61
ANNEXE IV	DSM GÉNÉRÉ AVEC « PIX4DMAPPER ».....	63
ANNEXE V	PROTOCOLE D'UTILISATION DE «PIX4DMAPPER».....	65
ANNEXE VI	PROTOCOLE D'UTILISATION DE SNAP	67
ANNEXE VII	PROTOCOLE D'UTILISATION D'ARCGIS POUR LA CARTE DE DÉFORMATIONS DU DRONE.....	69
ANNEXE VIII	PROTOCOLE D'UTILISATION D'ARCGIS POUR LES CARTES DE DÉFORMATIONS ISSUE DE L'INSAR.....	71
LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		73

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1	Classification des mêmes types de glaciers par différents auteurs 8
Figure 1.2	Représentation schématique de la structure interne d'un glacier rocheux 1.1.a glacier rocheux à cœur de glace; 1.1.b glacier rocheux constitué de glace interstitielle..... 11
Figure 1.3	Fonctionnement de la couche active 12
Figure 1.4	Illustration des différentes structures de glaces enterrée que l'on trouve dans la cryosphère..... 12
Figure 1.5	Diagramme montrant les différentes formes de stockages d'eau dans un glacier ainsi que l'échelle de temps de leur stockage 15
Figure 1.6	Liste des missions satellites équipées d'un capteur SAR 21
Figure 2.1	Zone d'étude située au sud-ouest du Yukon, Canada 23
Figure 2.2	Schéma représentatif de la vallée de Grizzly Creek, Yukon 25
Figure 2.3	Principe du déroulement de phase ou «unwrapping phase» 35
Figure 3.1	Points de liaisons créés pour les modèles 3D 38
Figure 3.2	Carte des déformations issue des mesures effectuées par le drone lors de expéditions de juin et d'août 2019 (résolution initiale) 39
Figure 3.3	Vue du dessus pour le modèle d'août 3.3.a Faible présence de points de liaison sur le contour du modèle d'août; 3.3.b Contour du modèle 3D peu précis; 41
Figure 3.4	Importation du modèle d'août dans ArcGIS 42
Figure 3.5	Photo de la zone d'étude le 3 juillet 2019 à 8h00 44
Figure 3.6	Carte des déformations issue des interférogrammes créés à partir des données InSAR pour une période allant du 15 juillet au 20 août 2019 . 45
Figure 3.7	Comparaison des cartes de déformations issues du drone (à gauche) et de l'InSAR (à droite) mises à la même échelle..... 46

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

DEM	Digital Elevation Model
DGPS	Differential Global Positioning System
DInSAR	Differential Interferometric Satellite Aperture Radar
DSM	Digital Surface Model
GCP	Point de contrôle au sol
GPR	Ground Penetration Radar
GETASSE30	Global Earth Topography And Sea Surface Elevation at 30 arc second resolution
InSAR	Interferometric Satellite Aperture Radar
IW	Interferometric Wide Swath
LiDAR	Light Detection And Ranging
RKT	Real-Time Kinematic
UAV	Unmanned Aerial Vehicle
VV	Émission verticale, réception verticale
VH	Émission verticale, réception horizontale
SLC	Single Look Complex
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
WGS84	World Geodetic System 1984

INTRODUCTION

La consommation mondiale d'eau ne cesse d'augmenter depuis les années 1900 passant de 500 km³/an à 4000 km³/an en 2010 (Wada et al., 2016). Avec une population mondiale estimée par l'ONU et la Banque Mondiale à plus de 7,5 milliards en 2018, cette consommation devrait connaître une progression similaire voire accrue dans les décennies à venir. Dans le contexte de changement climatique actuel, les ressources en eau douce diminuent et il devient primordial de mieux les gérer.

Plus de deux tiers de l'eau douce de la planète se trouve dans les glaciers et la neige (Anctil F., Hydrologie-Cheminement de l'eau) et il a été montré que d'ici 2400, entre 73 et 94% des glaciers pourraient disparaître (Wigley & Raper, 2005). Le retrait glaciaire pourrait alors entraîner une diminution des écoulements provenant des milieux alpins et ce toute l'année avec un effet plus marqué pendant la saison sèche (Baraër et al., 2012). Cette relation de cause à effet entre la cryosphère alpine et l'hydrologie a donné lieu à de nombreuses études à partir des années 1980 (par exemple Grosval'd & Kotlyakov, 1980 ; Thomas, 1987). Ces études ont servi de base à l'élaboration des premiers modèles hydrologiques des bassins glaciaires alpins et ont participé à la génération de nombreuses projections d'impact du retrait glaciaire sur les ressources en eau (Lutjeharms & Valentine, 1991; Garner et al., 2018). Malgré ces avancées, les modèles hydrologiques actuels applicables au milieu glaciaire ne couvrent qu'une portion des types de source d'eau et des processus qui leurs sont associés et sont donc limités (Mernild, Liston, Hiemstra, Yde, & Casassa, 2018; Wang, Yang, Xu, Yong, & Shi, 2018 ; Chao et al., 2019). En effet, les glaciers et le manteau neigeux saisonnier, de par les volumes d'eau qu'ils peuvent générer, sont souvent les seuls éléments de la cryosphère représentés.

De manière générale, il existe une faible représentation de certains processus liés à la cryosphère dans les modèles hydrologiques actuels (Mimeau et al., 2019). Il a déjà été démontré qu'un bassin versant de type glaciaire se comporte hydrologiquement d'une manière différente des autres types de bassins versants que ce soit au niveau du débit volumique annuel et ce plus particulièrement durant la période d'ablation (Fleming & Clarke, 2003). Par ailleurs,

le faible nombre d'études publiées sur la contribution des glaciers rocheux à l'hydrologie des bassins versants comparés aux autres éléments de la cryosphère ne permet pas de bien cerner leur rôle à grande échelle. Les changements climatiques actuels ont généré un regain d'intérêt pour les glaciers rocheux. Des études récentes ont mis en évidence une augmentation des rôles du pergélisol et des glaciers rocheux dans l'approvisionnement des écoulements alpins (Brighenti et al., 2019; Zhang et al., 2019). Cette augmentation justifie une intensification de la recherche sur la cryosphère alpine afin de mieux cerner l'impact du changement climatique sur les ressources en eau en milieu alpin (Salzmann, Huggel, Rohrer, & Stoffel, 2014).

Parmi les éléments de la cryosphère peu ou pas représentés on trouve les glaciers rocheux, les moraines à cœur de glace ou plus généralement la glace enterrée où la glace se retrouve piégée sous une couche de roches assez épaisses pour l'isoler du rayonnement solaire. Cette isolation n'empêche cependant pas complètement la fonte de cette glace qui, par exemple, peut être provoquée par l'infiltration d'eau (Cicoira, Beutel, Faillettaz, & Vieli, 2019). Ainsi, l'eau de fonte de cette glace enfouie va elle aussi alimenter les écoulements des bassins versants glaciaires (Hayashi, 2020).

Une des raisons de la non prise en compte des glaciers rocheux et des moraines à cœur de glace par les modèles hydrologiques courants réside dans le manque de connaissance des processus hydrologique qui leur sont reliés. L'étude de l'ablation de la glace enfouie est plus complexe que celle des glaces et neiges de surface. Les techniques traditionnellement utilisées dans l'étude des glaciers sont en très grande partie non applicables aux glaces enterrées ce qui demande de mettre en place des outils et des méthodes spécifiques à ces éléments. Avec les évolutions technologiques des dernières décennies et notamment le développement des appareils de télédétection et de géophysique, différentes solutions ont été testées et pourraient répondre aux critères pour être utilisées dans le cadre d'étude de glaces enfouies (Rosen, 2000; Mihalcea et al., 2008; Bioucas-Dias et al., 2013; Colomina & Molina, 2014; Monnier & Kinnard, 2015; Kraaijenbrink et al., 2018).

Plus spécifiquement, certaines de ces techniques ont déjà été appliquées sur les glaces enfouies. Des orthoimages ont permis de délimiter des glaciers rocheux et d'observer leurs traits caractéristiques comme les crevasses ou les fissures (Marcer, 2019) ou bien d'estimer le transfert de sédiments entre deux glaciers rocheux (Gärtner-Roer, 2012). La technologie infrarouge a également été mise en œuvre avec l'utilisation d'un LiDAR (Light Detection And Ranging) aéroporté pour étudier la dynamique de glaciers rocheux ainsi que leur érosion (Betz, Croce, & Becht, 2019) ou pour déterminer le niveau d'activité de glaciers rocheux (Colucci et al., 2019). Il a également été démontré que l'emploi combiné de plusieurs méthodes est possible, comme le positionnement d'un réseau de GPS (Global Positioning Positioning), l'exploitation de données satellites, l'utilisation de photos historiques pour obtenir des modèles 3D ou encore d'un géoradar aéroporté afin de surveiller l'évolution des éléments d'un glacier de l'Antarctique dont ses moraines (Urbini et al., 2019). La possibilité d'effectuer des mesures directement sur le terrain a elle aussi déjà été explorée, notamment avec l'utilisation d'un GPR (Ground Penetration Radar) pour étudier structure interne, composition ou épaisseur de glace d'un glacier rocheux (Monnier & Kinnard, 2015 ; Colombo et al., 2018 ; Swanger, Babcock, Winsor, & Valletta, 2019, Onaca et al., 2020). Harrington, Mozil, Hayashi, & Bentley (2018) décrivent les processus hydrologiques des glaciers rocheux grâce à une multiméthode couplant mesures de géoradar et hydrochimie.

Parmi elles, l'InSAR (Interferometric Satellite Aperture Radar) est une technique se basant sur la télédétection. Elle se sert d'ondes électromagnétiques afin de mesurer la topographie terrestre et ses déformations (Bamler & Hartl, 1998). Ces mesures sont d'une précision pouvant aller jusqu'à l'ordre du millimètre sur l'axe vertical (Cigna et al., 2020). Cette méthode est utilisée dans le domaine glaciaire depuis la fin du 20^e siècle, d'abord équipée sur des avions (Mattar et al 1994). Les études suivantes ont été facilitées avec l'utilisation de satellites équipés par des capteurs SAR (Vachon et al, 1996; Ford, Forster, & Bruhn, 2003; Liu, Zhang, & Wahr, 2010; Rignot, Mouginot, & Scheuchl, 2011; Fahnestock et al, 2016). La présence de nombreux satellites produisant ce type de données nous permet d'avoir un large choix, et des études comparatives nous permettent de savoir les avantages et inconvénients de certains, notamment lors d'études dans le milieu glaciaire (Short et al., 2011). L'application de l'InSAR aux glaces

enterrées a fait l'objet d'une attention accrue après son utilisation fructueuse dans les vallées glaciaires. Elle a notamment été utilisée dans l'étude des déformations longitudinales de glaciers rocheux. Dès le début des années 2010, des chercheurs vont ainsi analyser les mouvements et les vitesses de déplacement de glaciers rocheux actifs avec succès (Papke, Strozzi, Wiesmann, Wegmueller, & Tate, 2012; Barboux et al., 2012; Liu, Millar, Westfall, & Zebker, 2013). Ils concluent que cette méthode est prometteuse pour l'étude des glaciers rocheux mais nécessiterait des études sur de plus grandes échelles temporelles. Dernièrement, Imaizumi, Nishiguchi, Matsuoka, Trappmann, & Stoffel (2018) ont utilisé l'InSAR sur une vallée des Alpes suisses abritant plusieurs glaciers rocheux, moraines et d'amoncellement de débris gelés. Leurs résultats ont permis de mettre en évidence le déplacement d'une moraine à cœur de glace alors que celles ne contenant pas de glace ne montraient aucun déplacement. Kenyi & Kaufmman (2003) ont analysé les déformations verticales dites de surface d'un glacier rocheux de 900 mètres de long et de 0.4 km² situé dans les Alpes autrichiennes à l'aide de deux images InSAR espacées de 35 jours. Ils comparent leurs résultats avec les déformations moyennes données par une investigation photogrammétrique effectuée entre les années 1975 et 1993. Ils concluent que l'InSAR permet de mesurer des déformations verticales cohérentes, mais soulignent que leur méthode de comparaison n'est pas appropriée car la différence d'échelle temporelle entre les deux méthodes est trop importante. Cette recherche met donc en évidence le besoin de comparer les déformations mesurées à partir des images InSAR avec celles issues d'une méthode applicable sur la même période de temps.

Une de ces méthodes de comparaison émerge avec les avancées technologiques récentes dans le domaine des drones. Cette technologie apporte maintenant un grand panel de solutions pour supporter l'installation d'appareils de mesures aéroportés (Nex & Remondino, 2014). Sa facilité de mise en œuvre et son faible coût en ont fait un moyen efficace pour remplacer l'homme dans des études de terrain. Les UAVs (Unmanned Aerial Vehicle) se sont également imposés pour les générations de modèles 3D et les mesures de déformations dans le milieu montagneux (Niethammer, James, Rothmund, Travelletti, & Joswig, 2012).

Les satellites se révèlent intéressants pour les études à grande échelle du fait de la disponibilité de données sur la quasi-totalité du globe (Wasowski & Bovenga, 2014), mais la taille des pixels

de plusieurs dizaines de m² ne permet pas d'avoir une résolution fine. Les drones sont quant à eux une solution alternative qui permet de pallier ce problème avec une résolution pouvant descendre en dessous du cm² et une facilité de mise en place et d'utilisation grandissante. Cependant ils nécessitent une présence sur le site d'étude, ce qui peut s'avérer difficile pour les sites les plus reculés (Jouvet et al., 2019).

L'hypothèse que je propose à travers ce projet de maîtrise est que la méthode InSAR permet la détection et la mesure de la fonte de la glace que l'on peut trouver dans les glaces enterrées, que ce soit sous forme de glaciers rocheux, de moraines à cœur de glace ou simplement enfouie sous des sédiments rocheux. En effet, sur une période de temps relativement courte, de l'ordre de quelques mois, il est raisonnable d'anticiper que la déformation de la surface de débris d'une section étudiée n'est due qu'à l'ablation de la glace.

L'objectif de ma maîtrise est donc de vérifier si les données satellites issues de l'InSAR permettent de mesurer et surveiller les déformations de surface de ces éléments et ainsi d'estimer l'ablation de la glace enfouie dans les milieux alpins. Cela permettrait notamment d'améliorer les modèles numériques existants pour mieux représenter la multitude des processus impliqués et rendre les projections des changements climatiques plus précises.

Pour ce faire, ce mémoire s'articulera autour de trois sous-objectifs : (1) générer un modèle de déformations HD à partir d'images collectées par drone en terrain très escarpé; (2) générer un modèle de déformations par le traitement de données InSAR pour les mêmes zone et période d'étude; (3) Évaluer les performances de la méthode InSAR dans l'étude des déformations des surfaces recouvrant des glaces enterrées et plus spécifiquement un glacier rocheux.

Ces travaux ciblent le bassin de Shar Tăgà' (Grizzly Creek), une vallée glaciaire comportant de nombreux glaciers rocheux située dans le parc national Kluane au Yukon.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTERATURE

1.1 Étude de l'impact de la glace enfouie dans un bassin versant

La glace enterrée peut profondément modifier l'hydrologie d'un bassin versant. Que ce soit à cause de sa fonte ou du temps de séjour des écoulements à l'intérieur de sa structure, sa prise en compte tend à devenir inévitable.

1.1.1 Glace enterrée

Les glaciers rocheux sont des éléments complexes de la cryosphère qui sont les résultats d'une longue formation que l'on trouve dans les zones de hautes montagnes. De nombreux auteurs ont tenté de les définir depuis le début de leur étude. Barsch (1992) affirme qu'une bonne définition des glaciers rocheux doit préciser leur activité, leur forme ainsi que les matériaux qui les composent. Il définit alors les glaciers rocheux actifs comme « des corps en forme de lobe ou de langue constitués de débris constamment gelés et sursaturés de glace interstitielle, de lentilles de glace ou de corps de glace plus massifs, qui se déplacent vers le bas d'une pente ou d'une vallée grâce au fluage dû à la déformation de la glace qu'elles contiennent et qui sont, donc, caractéristiques des écoulements cohésifs ». L'écoulement du glacier rocheux est considéré comme cohésif car, même s'il s'agit d'un amas de roches, la glace interstitielle qu'il contient favorise un écoulement stable par rapport à un écoulement chaotique. Par ailleurs, le fluage désigne ici l'écoulement et l'allongement du glacier rocheux dû au poids de la glace qui le compose. Haeberli (1985) proposait une définition qui s'orientait plus sur une description du comportement des glaciers rocheux : « les glaciers rocheux actifs sont l'expression visible du fluage continu du pergélisol de montagne sursaturé dans des matériaux non consolidés. Ils composent tout le spectre des formes créées par des écoulement cohésifs ».

Cependant si ces définitions ont été acceptées et leurs auteurs ont été cités dans de nombreux articles, l'application de ces définitions s'avère difficile à appliquer due à des différences

d'interprétation. Whalley & Martin (1992) présentent un tableau récapitulatif des différentes classifications utilisées par les auteurs dans la littérature (voir Figure 1.1). On remarque que les auteurs utilisent différents termes pour décrire les mêmes types de glaciers rocheux : les « glaciers rocheux formés à partir d'un talus » de Barsch sont appelés les « glaciers rocheux de bord de vallée » par Outcalt & Benedict, ou encore les « glaciers rocheux en forme de lobe » de Wahrhaftig & Cox. Cette diversité montre la difficulté des auteurs à différencier et classer les différents types de glaces enterrées, et ce dès le début de leur étude.

Auteurs	Types de glaciers rocheux
Barsch (1988)	Glacier rocheux formé à partir d'un talus Glacier rocheux de débris
Outcalt et Benedict (1965)	Glacier rocheux de bord de la vallée Glacier rocheux du centre de la vallée
Wahrhaftig et Cox (1959)	Glacier rocheux en forme de lobe Glacier rocheux en forme de langue
Lindner et Marks (1985)	Glacier rocheux protalus Glacier rocheux morainique
Whalley et martin (1992)	Protalus en forme de lobe Glacier rocheux

Figure 1.1 Classification des mêmes types de glaciers par différents auteurs
Adaptée de Whalley & Martin (1992)

Brardinoni, Scotti, Sailer, & Mair (2019) ont également démontré par une série d'exercices que les délimitations et la détermination du régime d'activité de glacier rocheux pouvaient varier d'un observateur à l'autre.

Knight (2019) propose un nouveau système de classification des glaciers rocheux non pas basé sur leur morphologie mais plutôt sur leur comportement. Il comprend les glaciers rocheux de type périglaciaire dont les déplacements se limitent à l'été et qui sont dynamiquement contrôlés par le pergélisol ; les glaciers rocheux de type glaciaire dont les mouvements apparaissent durant l'hiver et qui sont directement contrôlés par un glacier ; et les glaciers rocheux de type paraglaciaire qui se déplacent de manière épisodique voire ne bougent pas du tout.

Ces difficultés à bien définir les glaciers rocheux, à les délimiter et les propositions de nouvelles classifications démontrent la complexité des glaciers rocheux et le manque de compréhension commune de leurs caractéristiques pouvant constituer un obstacle à leur étude.

1.1.2 Formation de glace enterrée

Les diverses manifestations de glace enterrée sont toutes issues de processus de formation différents. Pour les glaciers rocheux, il existe selon Whalley & Martin (1992) 3 modèles de formations différents :

- 1) la formation due à un glacier, qui va se retrouver recouvert d'une couche plus ou moins épaisse de débris et qui va ainsi l'isoler et empêcher sa fonte.
- 2) la formation due à un événement extraordinaire comme un éboulement ou l'effondrement d'un talus qui va recouvrir de la glace ou de la neige. Cela a pu notamment recouvrir un glacier qui était en plein retrait. La glace se retrouve piégée et mettra plus de temps à fondre. Généralement, ce type de glacier rocheux ne bouge que grâce au fluage de la glace interstitielle résiduelle.
- 3) la formation due au pergélisol, qui se mélangeant au débris rocheux va créer une mixture solide qui s'écoulera selon le fluage du pergélisol.

Deux types de glacier rocheux résultent de ces trois modes de formation. Les modes de formation 1) et 2) présentés ci-dessus génèrent en général des couches de débris épaisses de plusieurs mètres, avec ou sans glace interstitielle, et recouvre un cœur de glace (Figure 1.2.a).

Le mode de formation 3) produit des glaciers rocheux dont la couche de débris superficielle peut être épaisse de quelques dizaines de centimètres uniquement et libre de glace interstitielle (Figure 1.2.b). Cette couche superficielle recouvre une autre couche débris qui elle comporte de la glace interstitielle. Les glaciers rocheux actifs comportent également une couche active, constituée de glace ou de glace interstitielle, qui se situe dans la couche inférieure et qui délimite la partie mobile (au-dessus de la couche active) et la partie statique (en-dessous de la couche active) d'un glacier rocheux (Figure 1.3).

À cela on peut ajouter les moraines à cœurs de glace qui sont des structures formées lorsque le glacier atteint sa longueur maximale et commence à fondre. Le retrait du front glaciaire va provoquer la chute de roches et de sédiments accumulés lors de la croissance du glacier qui peuvent parfois recouvrir des morceaux de glace (Lyså & Lønn, 2001).

Wahrhaftig & Cox (1959) observent des clichés aériens de près de 200 glaciers rocheux et mènent également des études de terrain pour en conclure qu'il existe trois morphologies de glacier rocheux :

- ceux en forme de lobe, plus larges que longs,
- ceux en forme de langue, plus longs que larges,
- ceux en forme de spatule, qui à l'instar de ceux en forme de langue sont plus long que large mais avec un élargissement à leur extrémité.

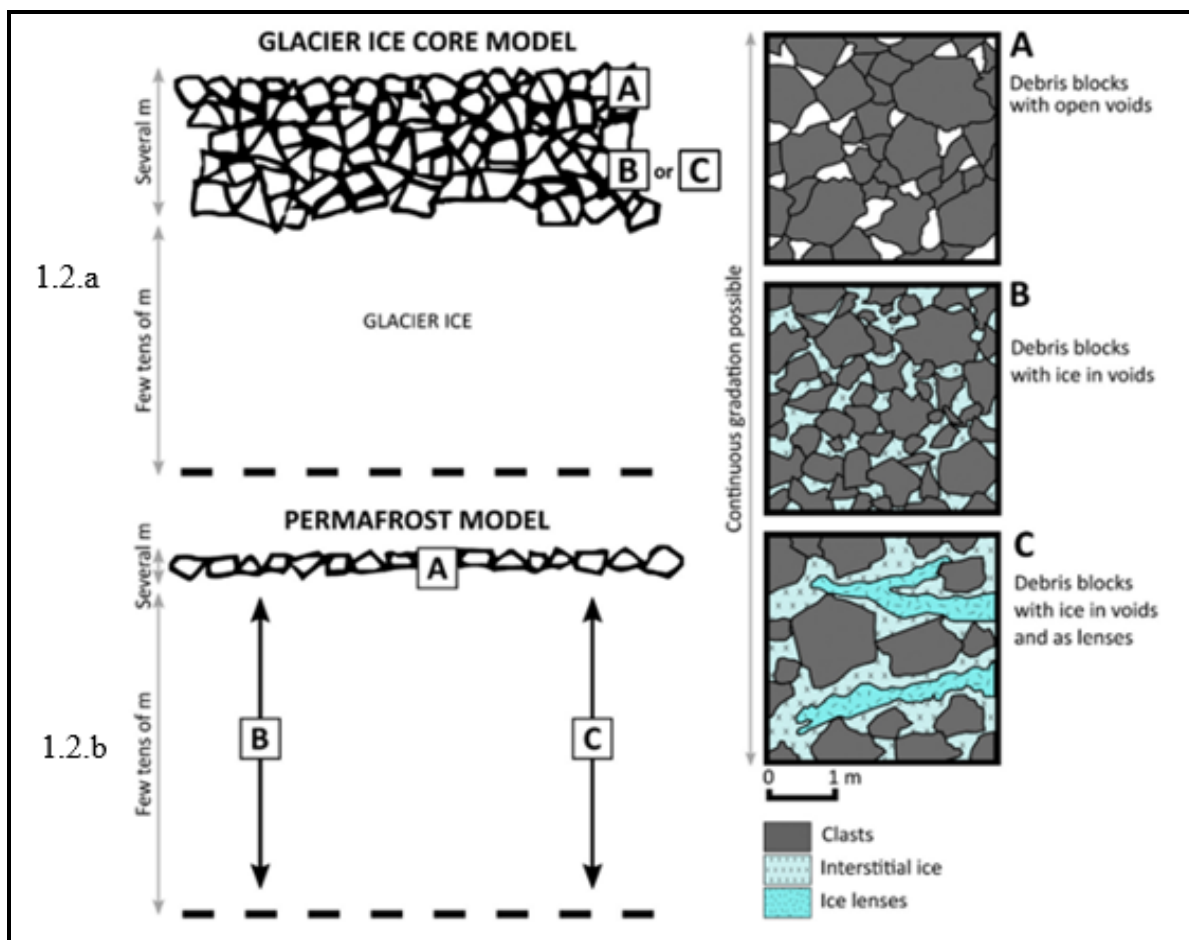


Figure 1.2 Représentation schématique de la structure interne d'un glacier rocheux
 1.1.a glacier rocheux à cœur de glace; 1.1.b glacier rocheux constitué de glace interstitielle
 Tirée de Jones, Harrison, Anderson, & Whalley (2019)

On voit donc qu'une grande diversité de manifestations peut résulter de la présence de glace enterrée dans la cryosphère (voir Figure 1.4). Les glaciers en forme de lobe sont principalement dus à la présence de pergélisol ou à des événements extraordinaires comme le recouvrement d'une plaque de neige par des sédiments ou de la roche lors d'un éboulement, alors que les glaciers en forme de spatule ou de langue sont directement issus d'une source glaciaire, comme une calotte ou un cirque.

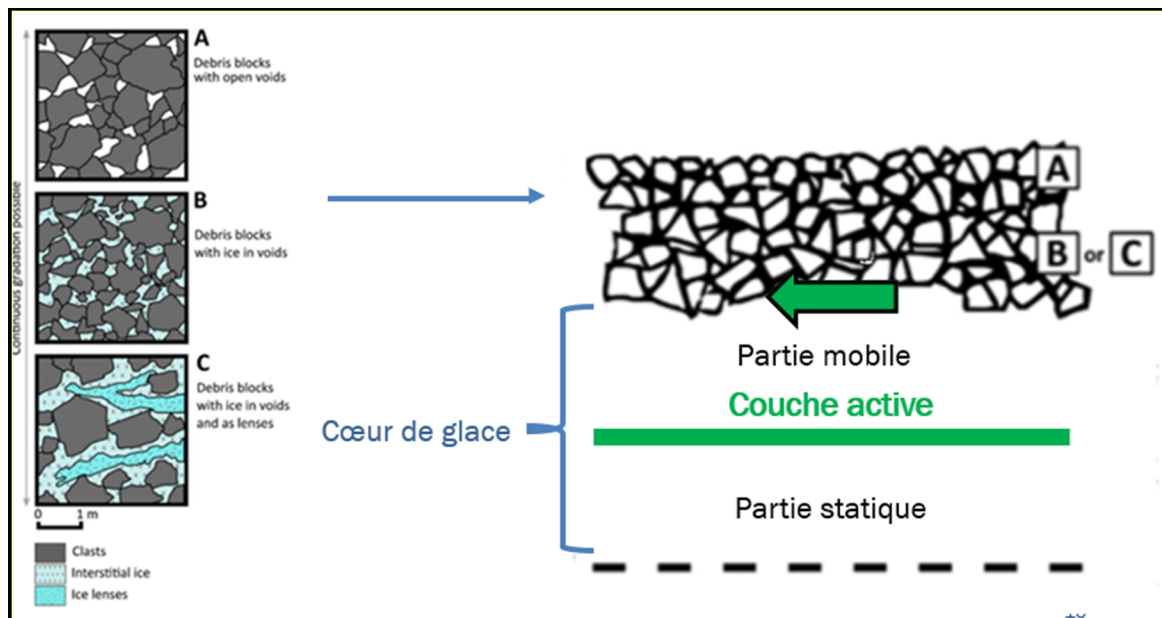


Figure 1.3 Fonctionnement de la couche active
Adapté de Jones, Harrison, Anderson, & Whalley (2019)

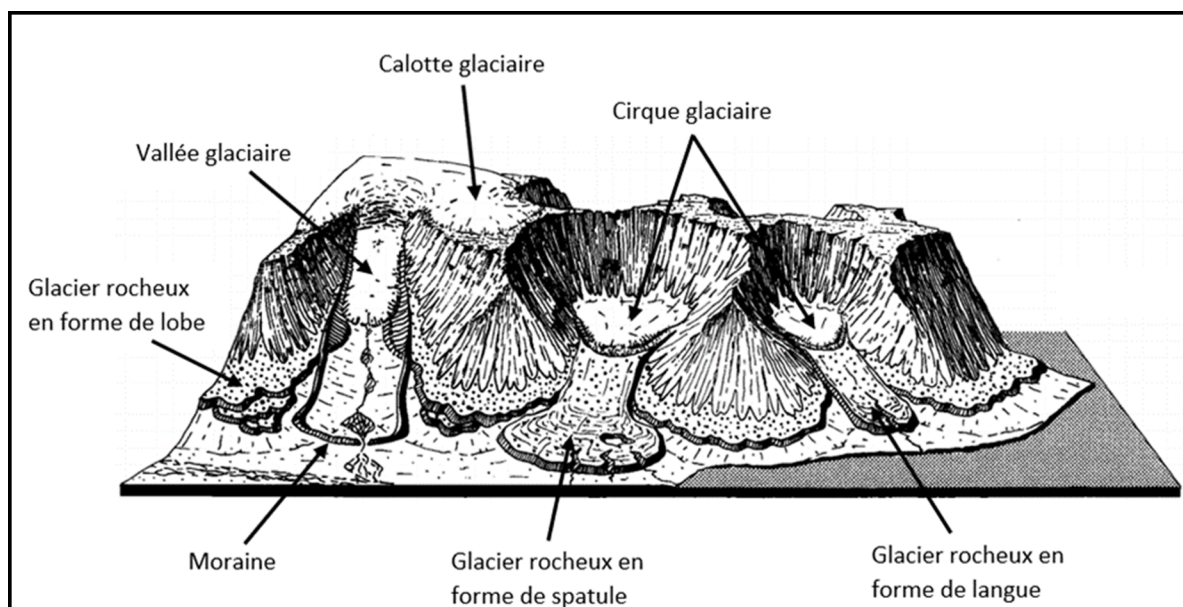


Figure 1.4 Illustration des différentes structures de glaces
enterrée que l'on trouve dans la cryosphère
Adaptée de Humlum (1982)

1.1.3 Fonte différée par rapport aux glaces de surface

Le réchauffement climatique a accéléré la fonte des éléments de la cryosphère les plus sensibles comme les glaciers, la neige ou le permafrost (Haeberli et al., 1998). Grâce à leur morphologie, les glaciers rocheux sont plus résilients. En effet, une des conditions nécessaires à la formation d'un glacier rocheux est la présence d'une couche de roches ou de sédiments protectrice à sa surface. Si la présence d'une fine couche de roches ou de sédiments peut entraîner une accélération de la fonte comme le ferait un morceau de glace sous une cloche, une couche de débris assez épaisse va isoler la glace des rayonnements solaires et ainsi retarder sa fonte (Juliussen & Humlum, 2008 ; Millar, Westfall, & Delany 2013). La principale source de fonte de la glace piégée dans un glacier rocheux est l'infiltration d'eau (Kenner, Pruessner, Beutel, Limpach, & Phillips, 2020).

1.1.4 Volume de glace des glaciers rocheux à l'échelle globale

Certaines régions du monde possèdent une grande proportion de glaciers rocheux. C'est le cas des Andes chiliennes où les glaciers rocheux sont nettement plus nombreux que les glaciers eux-mêmes (Janke, Bellisario, & Ferrando, 2015), ou des Andes argentines où les glaciers rocheux actifs (plus de 6500) stockent plus d'eau que les glaciers (Drewes, Moreiras, & Korup, 2018).

La quantité d'eau stockée dans les glaciers rocheux sous forme de glace reste cependant difficile à estimer au niveau mondial. Jones, Harrison, Anderson, & Betts (2018) ont rassemblé les informations disponibles sur les quantités de glace contenues dans les glaciers rocheux à travers le monde et présentent la première « base de données des glaciers rocheux à l'échelle quasi mondiale. Cependant, ils admettent que même si la plupart des zones qui abritent des glaciers rocheux ont déjà été étudiées, certaines sont encore méconnues. C'est le cas notamment du sud-est de l'Asie, de l'Arctique Russe, et des nord et sud de l'Arctique Canadien.

Cette base de données incomplète suggère que le volume d'eau équivalent aux glaces des glaciers rocheux dépasse les 138,000 Gt, ce qui représenterait 1:1,649 de l'équivalent en volume d'eau de la glace contenue dans les glaciers. Un rapport qui devrait continuer à diminuer du au réchauffement climatique, la glace des glaciers fondant plus rapidement que celle enterrée. Cette tendance incite à intensifier l'étude et la compréhension des glaces enterrées.

1.1.5 Hydrologie de la glace enterrée

Les glaciers et les glaciers rocheux possèdent des nombreuses différences que ce soit au niveau macroscopique comme avec leur morphologie, mais également au niveau microscopique avec leur composition chimique ou biologique (Tolotti et al., 2020).

1.1.5.1 Stockage de l'eau dans un glacier rocheux

La glace enterrée -qu'elle soit contenue dans un glacier rocheux, une moraine ou bien ponctuelle- se révèle être un réservoir naturel pour l'eau à court, moyen et long termes. Jones et al. (2019) présentent les caractéristiques des différentes formes de glaciers rocheux en termes de stockage d'eau (voir Figure 4.4) :

- **à long terme**, la glace contenue en dessous de la couche active va mettre beaucoup plus de temps à fondre, ce qui peut prendre d'une dizaine d'années à plusieurs millénaires,
- **à moyen terme**, on retrouve la fonte de la couche active ainsi que le stockage et la libération de l'eau issue du pack de neige saisonnier,
- **à court terme**, le stockage de l'eau fluctue de manière diurne ou à la suite d'évènements ponctuels sous et à travers le glacier rocheux.

Ainsi, les glaciers rocheux vont fortement influencer l'hydrologie de la zone dans laquelle ils se situent via les stockages à court et moyen termes.

Le principal facteur provoquant la fonte de la glace dans un glacier rocheux ou de la glace enterrée est l'eau. En effet, celle-ci qui va principalement provenir de précipitation -si on exclut celle issue de la fonte du pack de neige et donc qui a une température plus faible- et va faire fondre la glace soit en ruisselant directement à son contact ou bien en réchauffant le sol quand elle s'infiltre (Cicoira, Beutel, Faillettaz, & Vieli, 2019).

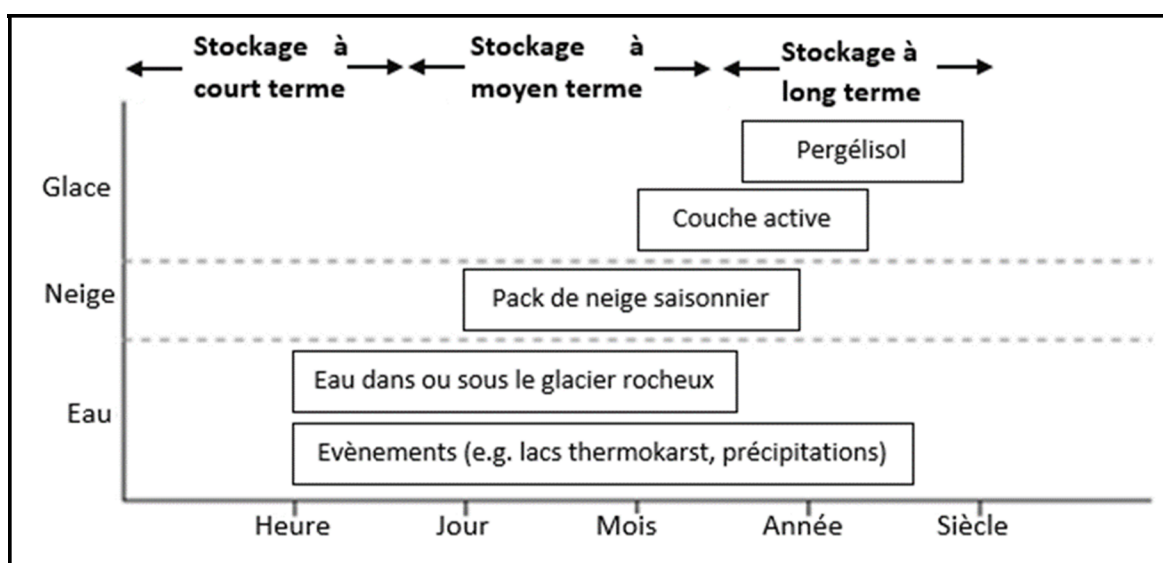


Figure 1.5 Diagramme montrant les différentes formes de stockages d'eau dans un glacier ainsi que l'échelle de temps de leur stockage

Adaptée de Jones, Harrison, Anderson, & Whalley (2019)

1.1.5.2 Caractéristiques hydrologiques d'un glacier rocheux

D'après Langston; Bentley, Hayashi, McClymont, & Pidlisecky (2011), la structure interne d'un glacier rocheux peut générer un réseau complexe d'écoulement à travers celui-ci. En effet, la présence de matériaux imperméables comme la glace ou la roche mère à sa base et de matériaux perméables tels les débris rocheux sont propices aux écoulements intraglaciers. Cependant, la majorité des écoulements dans les glaciers rocheux s'effectue dans une fine couche située entre la roche mère et le glacier rocheux, la glace enterrée agissant comme une barrière à l'infiltration de l'eau.

Brighenti et al. (2019) ont récemment identifié les caractéristiques des écoulements des glaciers rocheux qui ont :

- une température basse et constante de l'eau,
- des lits de rivières stables qui favorisent la rétention de détritiques organiques,
- une eau claire, à faible turbidité,
- une forte concentration d'ions et d'éléments traçant qui augmente encore pendant l'été.

Il reste beaucoup à faire sur l'hydrologie des glaciers rocheux et il est nécessaire de continuer à effectuer des recherches dans ce sens au cours des années à venir (Brighenti et al., 2019).

Les débits qui sortent de glaciers rocheux sont difficiles à estimer et leur étude doit se faire au cas par cas. Cette méconnaissance quant aux débits est notamment due à la difficulté de l'établissement d'un bilan des sources d'eau entrantes et sortantes d'un glacier rocheux. Cela provient également du manque de connaissances précises sur les processus de fonte à l'échelle spatiale et temporelle, qui vont directement agir sur le bilan hydrique d'un glacier rocheux.

1.2 Drones et photogrammétrie en milieu glaciaire

Les drones sont une technologie en plein essor, permettant de mener à bien toutes sortes de missions allant de la simple surveillance jusqu'à la création de modèles 3D (Nex & Remondino, 2014). Leur prise en main plutôt facile en fait une solution de plus en plus utilisée dans le monde de la recherche. Cependant, sa relative récente démocratisation fait qu'encore peu de publications ont été partagées sur des études utilisant des drones. C'est encore plus vrai dans le cas d'études de glaciers rocheux, où les premières études utilisant des UAVs apparaissent en 2015.

1.2.1 L'imagerie par drone dans les vallées glaciaires

L'utilisation de drones nécessite une certaine préparation. Au Canada, un permis est nécessaire pour son utilisation si le drone fait plus de 250 grammes et peut être obtenu via un examen sur

internet. Cette préparation est d'autant plus importante lors de son utilisation en milieu glaciaire. Lamsters, Karušs, Krievāns, & Ješkins (2019) font un retour d'expérience sur l'utilisation de drones pour la recherche sur les glaciers. Ils affirment que l'acquisition rapide des données et la flexibilité des vols ouvrent de nouvelles opportunités dans ce domaine où beaucoup d'études se font dans des zones relativement éloignées, ne permettant pas facilement l'utilisation d'autres techniques de création de modèle 3D. De plus, la possibilité de créer des plans de vols automatiques permet de travailler depuis le camp tout en gardant à l'esprit les obstacles et les problèmes possibles. La petite taille des drones, pour la plupart des quadricoptères comme le DJI Mavic Air utilisé dans leur étude, en fait également un outil facile à transporter pour rejoindre la zone d'étude.

1.2.2 La photogrammétrie appliquée aux glaciers et aux glaces enterrées

La photogrammétrie est une technique permettant de créer un modèle 3D à partir d'images en 2D. Cette méthode s'est fortement démocratisée en raison du faible coût de l'équipement nécessaire, si on la compare avec d'autres méthodes de créations de modèle 3D comme le LiDAR (Remondino & El-Hakim, 2006). Le couplage d'un appareil photo à un drone permet d'obtenir une technique alliant simplicité d'utilisation, la flexibilité du drone et faible coût. Cette technique a déjà été utilisée à plusieurs reprises en mettant en œuvre des drones à voilures fixes.

Immerzeel et al. (2014) ont utilisé un « Swinglet CAM » de SenseFly pour réaliser deux modèles 3D entre mai et octobre 2013 du glacier rocheux qui s'est formé dans la partie inférieure du glacier de Lirung, au Népal. Ils analysent que la perte de masse du glacier rocheux est faible sur cet intervalle de temps et est principalement due à l'épaisse couche de débris qui isole la glace. De plus, la vitesse du glacier rocheux est faible car celui-ci s'est séparé de la zone d'accumulation du glacier.

Ryan et al. (2015) ont fait voler un « Skywalker X8 » afin de réaliser des prises de photos d'un glacier au Groenland. Deux séances de vols ont été réalisés les 1 et 2 juillet 2013 et le 23 août

2013. Leur méthode leur a permis de couvrir jusqu'à 5 km² de glacier et de mesurer les déformations de la glace entre ces deux dates grâce à la création de DEMs (Digital Elevation Models).

D'autre part, Kraaijenbrink et al. (2018) ont mené une étude où ils mesurent la température à la surface d'un glacier rocheux à l'aide d'un « eBee » de SenseFly équipé d'un capteur thermique infrarouge et en dressent une carte. Cependant cette technique ne permet pas d'obtenir la température absolue de la surface du glacier rocheux. L'ajout de contrôle au sol permettant de connaître la température et l'émissivité permet d'augmenter la précision de la carte. De plus, la température de surface en haute altitude peut drastiquement varier en un court laps de temps ce qui la rend très hétérogène.

Finalement, Yordanov et al. (2019) utilisent un drone et la photogrammétrie pour étudier des effondrements au niveau de langues glacières. Ils comparent les DEMs et les différences d'élévations absolues sur plusieurs années avec des images prises par des satellites pour suivre l'évolution de ces effondrements.

1.2.3 Les difficultés et limites de la méthode

L'utilisation de drones dans les régions glaciaires a cependant quelques inconvénients. L'autonomie des batteries ne permet pas de réaliser autant de vols qu'on le souhaiterait et impose donc des temps de vols courts. Les conditions rencontrées lors d'expéditions dans une région reculée vont demander plus de préparation comme des cibles solides, un système de rechargement pour les batteries fiables et des moyens pour combattre le dysfonctionnement de l'équipement dû au froid (Lamsters, Karušs, Krievāns, & Ješkins, 2019). Les cibles sont un élément important de la photogrammétrie. Elles assurent essentiellement une bonne correction du modèle. En revanche les modèles 3D générés par photogrammétrie demeurent peu précis dans les zones non encadrées par les cibles (Hendrickx et al., 2019).

La définition d'un modèle 3D sera d'autant plus haute que le vol s'effectue à basse altitude et que le temps de vol est long. Ces deux facteurs agiront respectivement sur la résolution des pixels des images et sur le nombre total d'images. Si la hauteur de vol est dépendante du choix du pilote, le temps de vol maximum dépend de la durée de la batterie (Bash, Moorman, & Gunther, 2018).

1.3 Données satellites et InSAR appliquées aux glaces enterrées

Les satellites ont permis un grand bond en avant dans le domaine de la recherche en permettant d'avoir accès à de nombreuses données sans pour autant devoir monter des expéditions pour se rendre sur place.

1.3.1 Différents types de capteurs et leur application aux vallées glaciaires

L'application des données satellites aux vallées glaciaires n'est pas nouvelle. Les photos prises par les satellites ont servi à créer des modèles 3D de glaciers, à mesurer leur surface, leur équivalent en volume d'eau et leurs mouvements (Scambos, Dutkiewicz, Wilson, & Bindshadler, 1992; Gardner et al., 2013; Shean et al., 2020). Plus récemment, le déploiement de capteurs infrarouges sur les satellites ont permis de coupler aux DEMs des mesures de températures et des estimations de taux de fonte des glaciers (Shukla, Arora, & Gupta, 2010; Paul, Winsvold, Kääb, Nagler, & Schwaizer, 2016; Bhambri et al., 2020). Cependant, ce sont les données interférométriques qui sont les données satellites les plus utilisées de nos jours (Du, Ji, Xu, & Wang, 2020; Andersen, Kusk, Boncori, Hvidberg, & Grinsted, 2020; Singh, Nela, Bandyopadhyay, Mohanty, & Kulkarni, 2020) et permettent de mesurer et surveiller plus efficacement la morphologie des glaciers et autres éléments des vallées glaciaires.

1.3.2 Principe de l'InSAR

L'InSAR est une technique d'imagerie radar permettant de mesurer les déformations d'une surface. Rosen et al. (2000) expliquent que le radar va émettre un signal qui va être réfléchi par la zone ciblée et l'écho sera réceptionné par une autre antenne. Dans notre cas, il s'agira

d'un satellite qui portera le capteur et ciblera la Terre. On obtient alors une phase qui est associée à l'altitude du pixel mesurée par le radar. Le satellite va ainsi balayer toute la surface de la zone ciblée pour y relever la phase de tous les pixels. Le satellite va réitérer ce procédé à chaque passage, fournissant ainsi des fichiers regroupant la phase correspondant à chaque pixel pour la date de passage. De plus, le satellite relèvera la cohérence du pixel, comprise entre 0 et 1, et qui est un indicateur de la qualité du pixel. Braun & Veci (2020) affirment qu'un indicateur supérieur à 0.6 est commun pour les zones urbaines et les terres agricoles et est synonyme de bonne qualité. En revanche, un indicateur inférieur à 0.3 est commun aux zones boisées et est synonyme de mauvaise qualité. Une cohérence de trop mauvaise qualité peut signifier que certaines étapes du traitement pourraient fournir des données erronées.

En combinant deux images il est possible de retrouver la déformation subie par la surface de la zone entre les dates des prises de mesures satellite (Braun & Veci, 2020). Cette technique se nomme l'InSAR différentiel (DInSAR). Cependant, si le temps entre les deux prises d'images est trop important, il est fréquent d'observer une chute de cohérence appelée cohérence temporelle (Tomás et al., 2014). Cela est d'autant plus important dans les zones boisées ou agricoles. Les cartes créées affichent une précision sur l'axe vertical de l'ordre du centimètre voire du millimètre (Lu, 2007). Une fois les cartes de déformations obtenues pour plusieurs dates successives, on peut alors les cumuler afin de créer des séries temporelles de données et ainsi suivre l'évolution moyenne de la zone d'étude sur une période donnée (Hooper, Bekaert, Spaans, & Arikan, 2012). Cela permet également d'avoir accès à la vitesse moyenne des déplacements de la zone d'étude.

1.3.3 Satellites disponibles pour l'InSAR

Les satellites sont lancés pour une durée d'utilisation précise, et leurs nouvelles versions profitent des améliorations technologiques pour perfectionner leurs caractéristiques. Wasowksi & Bovenga (2014) listent les missions satellites équipées de capteurs SAR dans les bandes L (15 – 30cm), C (3.75 – 7.5cm) ou X (2.4 – 3.75cm) (voir Figure 1.5). Datant de 2014, cette liste n'est pas forcément à jour. On peut noter par exemple que de nouvelles missions ont

été annoncées comme la mission PAZ (bande X) dont le lancement a eu lieu en 2016 et la mission NISAR (bande L) dont le lancement est prévu en 2022.

Satellite mission	Wave-length (cm)	Life status	Resolution az./range (m)	Repeat cycle (days)	Swath width (km)	Max. vel. (cm/yr)	Incident Angle(°)
C-band							
ERS-1/2	5.6	1992–2001	≈6/24	35	100	14.6	23
ENVISAT	5.6	2003–2010	≈6/24	35	100	14.6	19–44
RADARSAT-1	5.5	1995–	≈8–30	24	45 (fine) 100 (strip) 200 (scan)	20.4	20–50
RADARSAT-2	5.5	2007–	≈3/3 ≈8/8 ≈26/25	24	10 (spot) 40 (strip) 200 (scan)	20.4	20–50
Sentinel-1	5.6	2014–2024	5–20	6, 12	250	85	30–46
RADARSAT Constellation Mission (3 Sat)	5.5	2018–2026	5–50	3, 12	30–350	163.2	20–55
L-band							
J-ERS	23.5	1992–1998	18	44	75	48.7	35
ALOS PALSAR	23.6	2006–2011	≈5/7–88	46	40–70	46.8	8–60
ALOS PALSAR-2	22.9	2013–2017	1/3 3–10/3–10 100/100	14	25 (spot) 50–70 (strip) 350 (scan)	149.2	8–70
SAOCOM (2 Sat)	23.5	2014–2021	10–50	8, 16	20–150	268	20–50
X-band							
COSMO-SkyMED (4 Sat)	3.1	2007–2014	≈2.5/2.5 1.0/1.0	2, 4, 8, 16	10 (spot) 40 (strip) 200 (scan)	17.7 35.4 70.7 141.4	20–60
TerraSAR-X	3.1	2007–2018	≈3.3/2.8 1.0/1.0	11	10 (spot) 30 (strip) 100 (scan)	25.7	20–55
COSMO-SkyMED-2 (2 Sat)	3.1	2015–2023	1–3		10–40		
TerraSAR-X-2	3.1	2015–2018	0.5–4		10–40		

Note: Future missions shown in gray.

Figure 1.6 Liste des missions satellites équipées d'un capteur SAR et leurs caractéristiques
Tirée de Wasowksi & Bovenga (2014)

CHAPITRE 2

METHODOLOGIE

2.1 Site d'étude

Le sud-ouest du Yukon est une région subarctique pourvue de nombreux glaciers rocheux et autres structures formées à base de glace enfouie. Cette région est depuis longtemps une zone d'étude privilégiée des glaciologues car elle possède de nombreuses vallées glaciaires, notamment autour du Mont Logan, au sud-ouest du territoire (voir Figure 2.1).

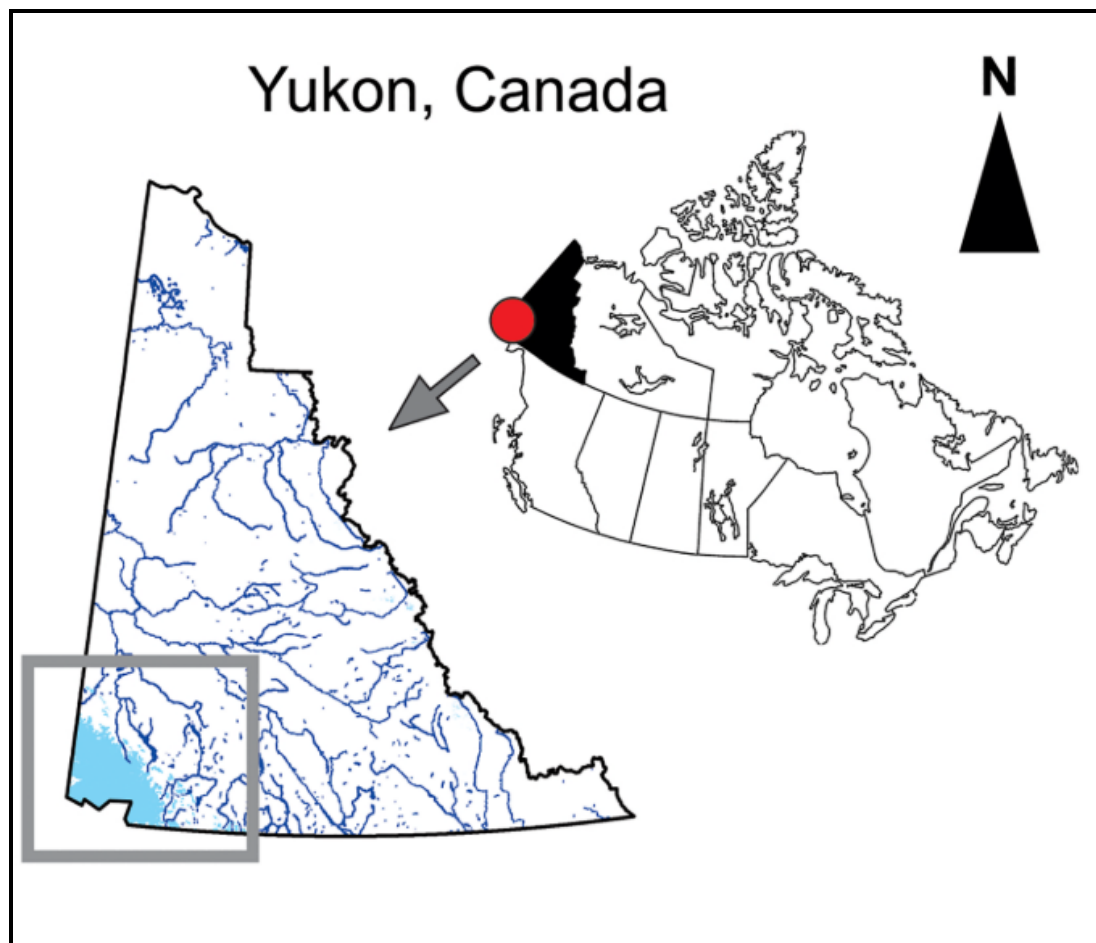


Figure 2.1 Zone d'étude située au sud-ouest du Yukon, Canada
Tirée de Chesnokova, Baraër, Laperrière-Robillard, & Huh, (2020a)

La région possède un climat continental avec une température moyenne de l'air oscillant entre -2 et -6°C et des précipitations totales annuelles entre 250 et 400mm (Chesnokova, Baraër, & Bouchard, 2020b). Selon Huss & Hock (2018), les bassins du sud-ouest du Yukon n'ont pas encore passé le « peak water », c'est-à-dire qu'ils n'ont pas encore passé le moment où ils relâcheront la plus grande quantité d'eau que leurs réserves sous forme de glace leur permettent. Plus récemment, une étude de Chesnokova, Baraër, Laperrière-Robillard, & Huh, (2020a) a nuancé cette affirmation en démontrant que, même si certains de ces glaciers n'avaient effectivement pas encore atteint leur « peak water », d'autres de la même région ont déjà dépassé et leurs contributions aux ressources en eau pourraient diminuer par un facteur allant de 3 à 5.

Les montagnes St. Elias-Wrangell couvrent une grande partie de la région du sud-ouest du Yukon. Elles sont recouvertes de près de 46 000 km² de glace, ce qui fait de cette zone l'un des plus grands territoires recouverts de glace en dehors de la zone polaire (Flowers, Copland, & Schoof, 2014). Même si cette région est connue pour ses glaciers de très grande taille, les glaciers de petite taille, moins de 2 km², constituent une part importante de la cryosphère alpine (Huss & Fischer, 2016) soit plus de 80% des glaciers des monts St. Elias (Chesnokova et al., 2020b).

Le site de Shar Tägà', notre zone d'étude (Figure 2.2), est situé dans une vallée glaciaire située à une trentaine de kilomètres à l'ouest du lac Kluane et est situé à l'intérieur du Parc National Kluane, sur le territoire traditionnel des Premières Nations de Kluane. Cette vallée est connue pour le nombre de ses glaciers rocheux. Certains forment un continuum glacier-glacier couvert de débris-glacier rocheux dont la morphologie a été étudiée en profondeur par l'équipe du professeur Johnson dans les années 70-80 (Johnson, 1978, 1980, 1983, 1986, 1992) puis revisités dans les années 90 par Evin, Fabre & Johnson (1997).



Figure 2.2 Schéma représentatif de la vallée de Grizzly Creek, Yukon

Le continuum glacier-glacier couvert de débris-glacier rocheux étudié mesure environ 3 km de long. Le glacier se situe dans la partie supérieure du continuum. Il est considéré comme polythermal et présente à la fois des caractéristiques de glacier tempéré dans sa partie basse, et des caractéristiques de glacier froid sur la partie haute. La partie froide du glacier est située à environ 2000 mètres d'altitude, avec une température de la glace en dessous du point de fusion alors que la partie chaude s'étend jusqu'à plus de 2400 mètres d'altitude, avec une température de glace proches du point de fusion. La partie recouverte de débris se forme environ 1 km en aval du point culminant du glacier. Cette zone évolue d'une couverture sporadique à une couverture épaisse où seules quelques surfaces glacées exposées apparaissent à la suite de glissements de terrain très localisés. La partie la plus basse du continuum est constituée d'un glacier rocheux qui a été décrit comme actif dans les années 70-80 (Johnson, 1980) mais dont

la couverture végétale semble indiquer que les déformations plastiques furent très limitées dans un passé récent. A noter que la zone du glacier recouverte de débris est très difficile à délimiter avec précision puisque la couche de débris apparaît comme uniforme entre les parties basses des cônes d'avalanche et la partie haute du glacier. Par ailleurs cette zone peut aussi contenir des moraines à cœur de glace très difficiles à distinguer de la langue du glacier principal. Le terme générique glace enterrée sera donc utilisé pour décrire toute glace recouverte de débris dans cette étude. La zone de prise de mesures dans le cadre de cette étude mesure près de 16,000 m² et est indiquée en rouge sur la Figure 2.2. Elle est située à environ 1900 mètres d'altitude, et comprend un petit lac supraglaciaire d'environ 3000 m² dont le niveau est très variable selon les conditions climatiques. Le reste de la zone est constitué de débris de tailles diverses, de sédiments, et de glace apparente. La morphologie de la partie basse de cette zone apparaît comme très chaotique, sa partie supérieure elle apparaît plus homogène.

2.2 Vue d'ensemble de la méthode

L'étude de l'importance hydrologique de la glace enterrée est rendue très difficile par le fait que celle-ci est difficilement localisable avec précision par des moyens classiques. Cette étude propose d'étudier le rôle hydrologique de la glace enterrée non pas en cartographiant sa présence mais plutôt en cartographiant sa perte de volume. C'est donc par la mesure des déformations de la couche de débris de surface que l'on propose d'estimer les quantités de glace ayant fondu, et donc ayant contribué au système hydrologique. L'idée est de générer des cartes de déformations obtenues grâce aux données satellites InSAR et de vérifier leur justesse en les comparant à des modèles numériques de terrain (3D) obtenus par photogrammétrie à partir des images RBG prises par drone durant deux expéditions menées en juin et en août 2019. Le projet initial prévoyait l'utilisation d'un octocoptère muni d'une caméra «FLIR DUO PRO R» équipée d'un capteur sensible à la lumière visible et d'un capteur sensible aux rayons infrarouges. L'idée était de produire des modèles 3D dans la gamme du visible et d'y superposer des images infrarouges qui permettent de détecter les spots de glaces exposés et ceux enterrés sous une fine couche de débris (Aubry-Wake et al., 2015; 2018).

Malheureusement, des problèmes techniques liés à l'octocoptère en juin ainsi que les conditions météorologiques défavorables en août n'ont pas permis l'utilisation de cette technique. Les modèles 3D de référence ont alors été générés à partir de notre drone de secours, un DJI Mavic Pro.

Les mesures de déformations à partir d'image InSAR ont ciblé la même zone que celle couverte par les modèles 3D de référence. Les images sélectionnées ont couvert une période englobant juin 2019 et août 2019 afin de permettre une comparaison avec la carte de déformations obtenue à partir du drone.

La comparaison des données InSAR avec celles obtenues à partir du drone a par la suite été effectuée grâce au logiciel ArcGIS.

2.3 Photogrammétrie à partir d'images du drone

Les campagnes de prises d'images de la zone d'étude ont été menées lors de deux expéditions entre les 17 et 28 juin 2019 et entre les 17 et 25 août 2019. Conformément aux permis émis par Parc Canada, nous avons effectué les vols sur 4 jours en ne dépassant pas 1.5 heures de vol par jour pour chaque expédition. Les conditions de vol ont été bonnes en juin avec un ciel dégagé la plupart du temps et peu de vent. Celles d'août ont été plus difficiles, avec notamment des chutes de neiges aux débuts de l'expédition, de la pluie, du brouillard et de la pluie. Nous avons dû attendre d'avoir des conditions plus clémentes pour effectuer les tests. À noter que nous avons installé un appareil « timelapse » au-dessus de notre zone d'étude afin de l'observer pendant la période de temps de l'étude. Nous avons donc des clichés du 24 juin au 19 août à raison de 8 clichés par jour à des heures prédéfinies.

2.3.1 Le drone

Le Mavic Pro, utilisé pour la prise d'images est un quadricoptère polyvalent et très simple en prise en main (voir Annexe I). Il est équipé d'une caméra fixe stabilisée d'une résolution de 12 Mpx et possède une autonomie de vol théorique de 27 minutes. Le pilotage du drone se fait en

couplant une manette à un smartphone ou une tablette possédant l'application « Ctrl+DJI ». Les prises de vue utilisées pour la photogrammétrie sont réalisées grâce à l'utilisation des applications « DroneDeploy » en juin et « Pix4DCapture » en août, disponibles sur les plateformes de téléchargement Google Play ou App Store. Elles permettent de générer un plan de vol et de faire des prises d'image en fonction de la zone ciblée, de l'altitude de vol et de la résolution désirée.

2.3.2 Logiciel de photogrammétrie

Les modèles 3D ont été réalisés grâce au logiciel Pix4Dmapper (<https://www.pix4d.com/product/pix4dmapper-photogrammetry-software>). Il s'agit d'un logiciel spécialisé dans la réalisation de photogrammétrie par drone. Le logiciel de photogrammétrie crée un modèle 3D à partir des données du plan de vol et de la superposition partielle des images acquises durant le vol. À ce stade, le géoréférencement du modèle est d'une précision de l'ordre du mètre.

2.3.3 Les points de contrôle au sol

L'obtention du modèle géoréférencé avec une précision centimétrique a nécessité l'utilisation de points de contrôle au sol (GCPs). Ainsi 7 et 21 cibles ont respectivement été positionnées sur la zone d'étude pour les expéditions de juin et d'août, et leur position exacte a été déterminée à partir d'un système DGPS RKT (Differential Global Positioning System, Real-Time Kinematic) de Topcon équipé d'antenne GR-5. La station de base a pris des données pendant 23 heures qui ont ensuite été traitées avec l'outil en ligne « Precise Point Positioning » (<https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>) de Ressources Naturelles Canada. Le positionnement des cibles a ensuite été corrigé avec le logiciel « Magnet Field ». Une fois repérées sur les images utilisées dans Pix4D, il a été possible d'effectuer une correction de l'ensemble des pixels du modèle 3D initialement construit par le logiciel et d'obtenir une précision centimétrique sur l'ensemble de la zone comprise à l'intérieur du polygone formé par les cibles. A noter que les cibles fabriquées pour l'expédition de juin étaient faites en carton identifiées à l'aide de ruban adhésif coloré. Ces cibles se sont avérées

peu adaptées aux conditions de l'étude. Entre autres, elles ont été détériorées par des intempéries et des rongeurs sur les 3 jours durant lesquelles elles ont été déployées. Par ailleurs, ces cibles étaient difficilement repérables sur les images prises en juin. Nous avons alors décidé pour l'expédition d'août de réaliser des cibles à partir de bâches découpées puis peintes et enfin ornées de morceaux de ruban adhésif afin d'y dessiner un repère simple (voir Annexe I). Ces cibles ont été jugées comme adaptées aux besoins de l'étude.

2.3.4 Calibration du drone

Une fois les cibles mises en place, la zone de décollage et d'atterrissage installée (voir Annexe I) et une reconnaissance de la topographie de la zone d'étude effectuée, nous avons procédé à la mise sous tension du drone. Les instruments de vols du drone (l'accéléromètre ou le baromètre) ont ensuite été recalibrés suivant les directives du fabricant.

2.3.5 Création du plan de vol

Pour la suite, nous présenterons la réalisation des plans de vol obtenus grâce à l'application Pix4DCapture (voir Annexe II) car il s'agit de l'application que nous avons choisi de retenir pour la suite du projet. On peut choisir parmi plusieurs types de formes de missions : un polygone, une grille, une double grille, un cercle ou un vol libre (voir Annexe II). Certains paramètres peuvent également être modifiées en allant dans les réglages avancés :

- la vitesse du drone, qui va déterminer le temps de vol ainsi que le nombre total de photos prises par la surveillance (e.g. une vitesse faible permettra de prendre plus de photos, et inversement),
- l'angle de la caméra, qui varie entre 45° et 80° et qui va être déterminé en fonction de ce que l'on souhaite surveiller (e.g. plus le site a de verticalité, plus on va chercher à avoir un angle faible),

- le chevauchement des photos, qui varie entre 70% et 90% et qui va déterminer l'espacement entre les lignes du parcours du drone à l'intérieur de la zone de surveillance.

Une journée a été consacrée à ajuster le plan de vol à la topographie réelle en simulant des prises de vue, notamment les paramètres comme l'altitude de vol par rapport au point de décollage (25 et 33m); la vitesse du drone (rapide); l'angle de la caméra (70°); le chevauchement (80%). La zone d'étude a été séparée en deux afin de faciliter la prise de mesure. À noter que les vols de la campagne de juin ont été affectés par l'utilisation d'une carte géoréférencée générique Google Earth (https://www.google.com/intl/fr_ca/earth/) servant de base au plan de vol dont la précision était faible (de l'ordre de la dizaine de mètres) et dont le géoréférencement était décalé de près de 100 mètres par rapport à la réalité. La vallée étant relativement étroite, nous avons donc dû procéder avec beaucoup de précautions afin de ne pas endommager le drone. A noter que le site d'étude se situant dans une zone retranchée, il est conseillé de télécharger la carte de fond avant le départ de la station de recherche.

2.3.6 Acquisition des photos de la zone d'étude

Les vols dont les images ont été utilisées pour créer les modèles 3D ont été effectués les 23 juin et 21 août 2019 (voir Tableau 2.1). Une fois le plan de vol effectué, les images sont stockées dans la carte mémoire à l'intérieur du drone. On peut également télécharger les images sur l'application afin de les prévisualiser.

Tableau 2.1 Plans de vol ayant servi à capturer les images de la zone d'étude pour la photogrammétrie

Date	Mission	Nombre de missions	Surface de la mission	Elévation	Temps de vol	Nombre de photos
23 Juin	mission n°1	1	60m x 150m*	40 m*	10 min*	189
21 Août	mission n°2	1	79m x 160m	33m	15min30sec	288
21 Août	mission n°3	2	75m x 162m	25m	29min	689

*estimé

2.3.7 Création du modèle 3D

Nous avons utilisé les missions n°1 et n°3 afin de créer les deux DSMs (Digital Surface Models) qui ont été corrigés (voir annexe III) et utilisés pour générer la carte de déformations entre le 23 juin et le 21 août. Les photos issues de chaque mission sont chargées dans le logiciel Pix4Dmapper, par lequel on effectue quelques vérifications liées aux images et à leurs coordonnées. Le logiciel positionne les images chargées sur la carte de fond. Ceci permet de vérifier si leurs positions correspondent bien à celles de la zone de la surveillance.

La première étape consiste à trouver des points clés, des points en 2D, sur chaque photo. Le logiciel recoupe ensuite les points clés afin de retrouver les mêmes sur plusieurs images. Grâce au positionnement des photos, le logiciel va alors localiser spatialement ces points clés grâce à la parallaxe des photos et créer des points en 3D appelés points de liaison. Cela permet de passer des photos 2D au modèle 3D. Une fois le traitement initial effectué, le logiciel génère un rapport de qualité sur lequel d'éventuels problèmes dans les données fournies au logiciel sont signalés et une version préliminaire du modèle est présentée.

Le logiciel procède ensuite au calcul du nuage de points à partir des points de liaison et des photos prises par drone afin de créer des points avec des coordonnées en X, Y et Z et avec une couleur. Puis il génère le maillage 3D du modèle grâce au nuage de points. Une fois cette étape achevée, un nouveau rapport de qualité apparaît. Cela fait, le logiciel passe à la troisième et dernière étape qui correspond à la génération d'un DSM et d'une orthomosaïque.

Une fois le modèle généré, on peut le corriger manuellement grâce aux GCPs qui ont été installées en les localisant sur le modèle et en rentrant les coordonnées exactes de ces points. Une fois cette opération effectuée pour toutes les cibles, on relance le calcul des deuxième et troisième étapes pour que le modèle s'accorde avec les nouvelles coordonnées que nous lui avons indiquées. Ces étapes prennent d'autant plus de temps que le nombre de photos du modèle est grand. Cependant, un nombre insuffisant d'images entraîne une baisse du nombre de points clés et donc une diminution de la qualité du modèle. Il s'agit là donc de faire un

compromis entre d'un côté la précision et la qualité du modèle, et de l'autre le temps de calcul du logiciel. Le protocole précis permettant de réaliser le modèle 3D à partir des photos se trouve en Annexe IV.

2.3.8 Étude des déformations via ArcGIS

Une fois les modèles 3D générés, il est possible d'importer le DSM correspondant sur ArcGIS et procéder à l'analyse des déformations subies par la zone d'étude en soustrayant les valeurs du modèle d'août à celui de juin. Cela permet d'obtenir une carte des déformations du site entre les deux dates de prises de photos avec une taille de pixel de 10^{-4} m². Grâce à cela, il est possible d'observer les déformations de la surface du site et d'estimer leurs possibles origines. Le protocole précis servant à obtenir la carte de déformations issue du drone grâce à ArcGIS se trouve en Annexe V.

2.4 Génération d'interférogrammes grâce aux données InSAR

2.4.1 Données utilisées

Les données utilisées pour créer les cartes de déformations sont issues du site internet de l'UNAVCO (<https://web-services.unavco.org/brokered/ssara/gui>). Les produits générés par le capteur SAR de la mission satellite Sentinel-1 de niveau «Single Look Complex» (SLC), d'orbite relative 145 et de «frame» 2349. Notre choix entre les données du satellite Sentinel-1A et Sentinel-1B s'est porté sur le second de façon arbitraire. Le mode du capteur étant en «Interferometric Wide Swath» (IW), chaque image est composée de trois bandes pour une largeur totale de 250 kilomètres et celles-ci comportent une double polarisation VV+VH. Chaque bande est composée de plusieurs séries de données appelées «burst» et séparées les unes des autres par des lignes ne possédant aucune donnée. La période de révolution du satellite est de 12 jours, ce qui correspond au laps de temps entre deux produits. La résolution du pixel au sol est de 6.7 mètres par 13.8 mètres, ce qui donne une surface de 92.5 mètres carrés par pixel. Nous avons utilisé pour cette étude les produits disponibles pour les dates les plus proches de celles des missions de drone, soit les fichiers du 21 juin au 20 août 2019. Nous

avons également étudié les déformations sur une période de temps légèrement plus importante afin d'observer le comportement de la zone d'étude. La liste des produits utilisés se trouve en Annexe 1.

2.4.2 Génération des cartes de déformations

Afin de créer les cartes de déformations, on a utilisé le logiciel SNAP (<https://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>). Il s'agit d'un logiciel développé par l'Agence Spatiale Européenne et mis en accès libre. Faisant tourner le logiciel sur Windows, il est nécessaire d'installer une machine virtuelle Linux afin d'y installer le plugin SNAPHU. Ce dernier est utilisé à l'étape de déroulement de phase expliqué plus bas. Le protocole précis servant à obtenir la carte de déformations grâce à SNAP se trouve en Annexe VI.

Le traitement débute par l'étape de co-régistration qui empile deux produits. Il s'agit là de sélectionner lequel sera le maître et lequel sera l'esclave lors de la création de l'interférogramme, qui constitue ici une carte des différences de phases. Cette relation de maître-esclave sert principalement à déterminer quelle sera la référence pour le calcul de déformations. Pour chacune des cartes générées, nous avons utilisé deux produits temporellement successifs, en utilisant le plus ancien comme maître et le plus récent comme esclave. Cela nous permettra donc d'obtenir un total de 5 cartes de déformations pour les dates correspondantes.

Certains paramètres doivent être ajustés à cette étape, comme le dossier dans lequel se rangeront les fichiers créés, la bande dans laquelle se trouve notre zone d'étude, la polarisation des produits ou encore le DEM servant pour le géocodage inversé. Ce DEM est par défaut celui généré par la SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), menée par la NASA en 2000 et mis à disposition depuis 2015. Cette mission a permis de collecter des données topographiques entre les latitudes 60° nord et 56° sud avec une résolution de près de 30 mètres. Cependant, notre zone d'étude étant située au-dessus du 60e parallèle nord, ce DEM fourni par défaut n'est pas disponible. On peut cependant sélectionner d'autres DEMs. On choisira parmi eux le DEM

GETASSE30 (Global Earth Topography And Sea Surface Elevation at 30 arc second resolution) car il est automatiquement téléchargé par le logiciel et ne nécessite pas de manipulations supplémentaires. L'étape suivante consiste à enlever les lignes séparant les séries de mesures afin d'avoir une carte ne possédant aucune discontinuité. Pour cela, on utilise l'outil « TOPS Deburst » du logiciel SNAP.

La prochaine étape consiste à former l'interférogramme en multipliant l'image maître par le complexe conjugué de l'image esclave. Cette étape se fait grâce à l'outil « Interferogram Formation ». Une fois cela fait, on obtient une carte des différences de phases entre les deux produits. Cette phase est composée de plusieurs facteurs :

- la phase due à l'incurvation de la Terre, Φ_{flat} ,
- la phase due à la topographie de la zone étudiée, Φ_{DEM} ,
- la phase due à la déformation de la surface, Φ_{disp} ,
- la phase due aux conditions atmosphériques qui ont pu changer entre les deux produits (comme l'humidité, la température ou la pression), Φ_{atm} ,
- la phase due aux bruits comme par exemple un changement d'angle de vue, Φ_{noise} .

On a alors :

$$\Phi = \Phi_{\text{DEM}} + \Phi_{\text{flat}} + \Phi_{\text{disp}} + \Phi_{\text{atm}} + \Phi_{\text{noise}} \quad (2.1)$$

Étant donné que l'on cherche à isoler la phase due à la déformation de la surface, on va éliminer les autres facteurs grâce à différentes étapes. La phase due à l'incurvation de la Terre a déjà été supprimée lors de l'étape de la formation de l'interférogramme. La fonction « Topographic Phase Removal » sert à enlever la phase due à la topographie de la Terre grâce à l'utilisation d'un DEM existant, celui fourni par GETASSE30 dans notre cas. La filtration de la phase due au bruit est effectuée grâce à l'outil « Goldstein Phase Filtering ». On obtient finalement une phase composée des déformations de la surface ainsi que des possibles perturbations liées aux changements atmosphériques.

La phase extraite des données n'est cependant disponible que modulo 2π radian et n'est donc pas représentative de la hauteur réelle des déplacements. Ainsi, deux phases originellement différentes apparaissent comme issues d'une phase identique. Pour régler ce problème, on réalise alors le déroulement de la phase, ou « Phase Unwrapping », afin de rendre aux phases leur valeur réelle. On peut voir sur la Figure 2.3 qu'après les premières étapes de snap, la phase est comprise entre 0 et 2π . L'étape du déroulement de phase va alors redonner aux phases leur valeur réelle et ainsi recréer l'intervalle allant de 0 à 8π . Pour cela, on utilise un algorithme qui va comparer les différences de phases entre un pixel et ses voisins proches afin de rendre sa vraie valeur de phase au pixel. Cette étape se fait grâce au plugin SNAPHU installé sur Linux.

On peut maintenant convertir la phase de l'interférogramme en déplacements grâce à l'outil « Phase to Displacement » afin d'obtenir une carte des déformations subies par la surface de la zone d'étude entre ces deux dates. Finalement, on procède au géoréférencement de la carte des déformations grâce à l'outil « Terrain Correction ». Le même système de coordonnées que celui utilisé pour les cartes de déformations issues du drone, soit le système WGS84 (World Geodetic System 1984) est utilisé ici. La dernière étape consiste à exporter le fichier dans le format GEOTIFF afin de pouvoir l'importer sur ArcGIS.

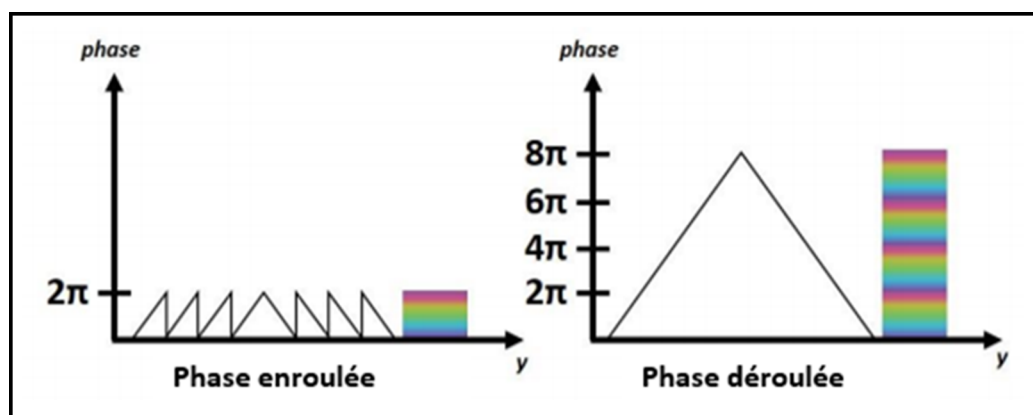


Figure 2.3 Principe du déroulement de phase ou «unwrapping phase»
Adaptée de Braun & Veci (2020)

2.4.3 Étude des déformations via ArcGIS

Une fois la carte des déformations importée sur ArcGIS, il est possible d'en extraire les pixels correspondant à notre zone d'étude, c'est-à-dire la zone cartographiée par le drone. La fonction « Extraction par masque » est utilisée à cet effet en prenant comme masque la carte obtenue avec le drone. Une fois l'opération effectuée pour chaque carte de déformations, la fonction « Somme pondérée » est utilisée afin de sommer les pixels des cartes issues des données InSAR. On obtient finalement une carte de déformations avec une taille de pixel de 92.5 m². Le protocole précis servant à obtenir la carte de déformations issue de l'InSAR grâce à ArcGIS se trouve en Annexe VI

2.5 Comparaison des cartes de déformations issues du drone et de l'InSAR

Les deux types de cartes de déformations pour la période ciblée (du 23 juin au 21 aout) étant générés, il ne reste plus qu'à les comparer. Avant de pouvoir les comparer il convient d'ajuster la taille des pixels de la carte de déformations obtenue avec le drone afin que la comparaison soit plus réaliste (voir Tableau 2.2). On utilise pour cela la fonction « Ré-échantillonnage ». Lorsque la modification de la taille des pixels est trop importante, il convient de procéder à plusieurs rééchantillonnages successifs pour arriver à la taille de pixel souhaitée. Dans notre cas, deux rééchantillonnages ont suffi.

Tableau 2.2 Tableau récapitulatif des méthodes utilisées

Méthode	Photogrammétrie par drone	Interférométrie par InSAR
Résolution d'un pixel	0.01m x 0.01m	6.7m x 13.8m
Précision verticale maximale	millimètre	millimètre

CHAPITRE 3

RESULTAT

3.1 Carte de déformations obtenue avec le drone

La cartographie par drone a été effectuée les 23 juin et 21 août 2019. On obtient donc deux DSMs corrigés pour les dates correspondantes. La densité moyenne obtenue est de 2606 points par mètre cube en juin et 5675 points par mètre cube en août. Cette différence de densité s'explique par le nombre de photos prises pour chacun des modèles, soit 189 en juin et 689 en août. Durant l'expédition de juin, nous avons rencontré diverses difficultés (voir chapitre «Méthodologie») qui ont nécessité que beaucoup de temps soit consacré à la mise au point des plans de vols. L'expérience acquise au mois de juin a permis de consacrer plus de temps de vols à la prise de données au mois d'août. Pourtant, les Figures 3.1.a et 3.1.b qui présentent les points de liaison créés par le logiciel Pix4D montrent que certaines zones du modèle créé en août sont faiblement reproduites (en rouge sur la Figure 3.1.a). Or si on regarde la Figure 3.1.b, ces mêmes zones sont bien couvertes sur le modèle de juin. Cela s'explique par la présence de neige au sol, matière difficile à modéliser par photogrammétrie (Gindraux, Boesch, & Farinotti, 2017). La neige, comme la glace, présente une grande réflectance et peu de contrastes. En présence de neige au sol, le logiciel ne parvient pas à identifier de points clés sur les clichés et ne crée pas suffisamment de points de liaison en recoupant les photos affectant la précision du modèle 3D dans ces zones. Comme vu dans le chapitre Méthodologie, le logiciel se base sur les points de liaisons pour créer le modèle 3D. Plus précisément, le maillage 3D va être créé à partir du nuage de points densifié. La diminution du nombre de points de liaison dans certaines zones va entraîner une absence d'informations sur la topographie dans la zone et un nuage de points densifié moins précis dans ces zones. Le maillage 3D en résultant sera donc moins précis dans ces zones, et de même pour le modèle. Ce phénomène peut également être observé dans les coins du modèle, là où peu d'images ont été prises et où le nombre de points de liaison créé est nécessairement plus faible.

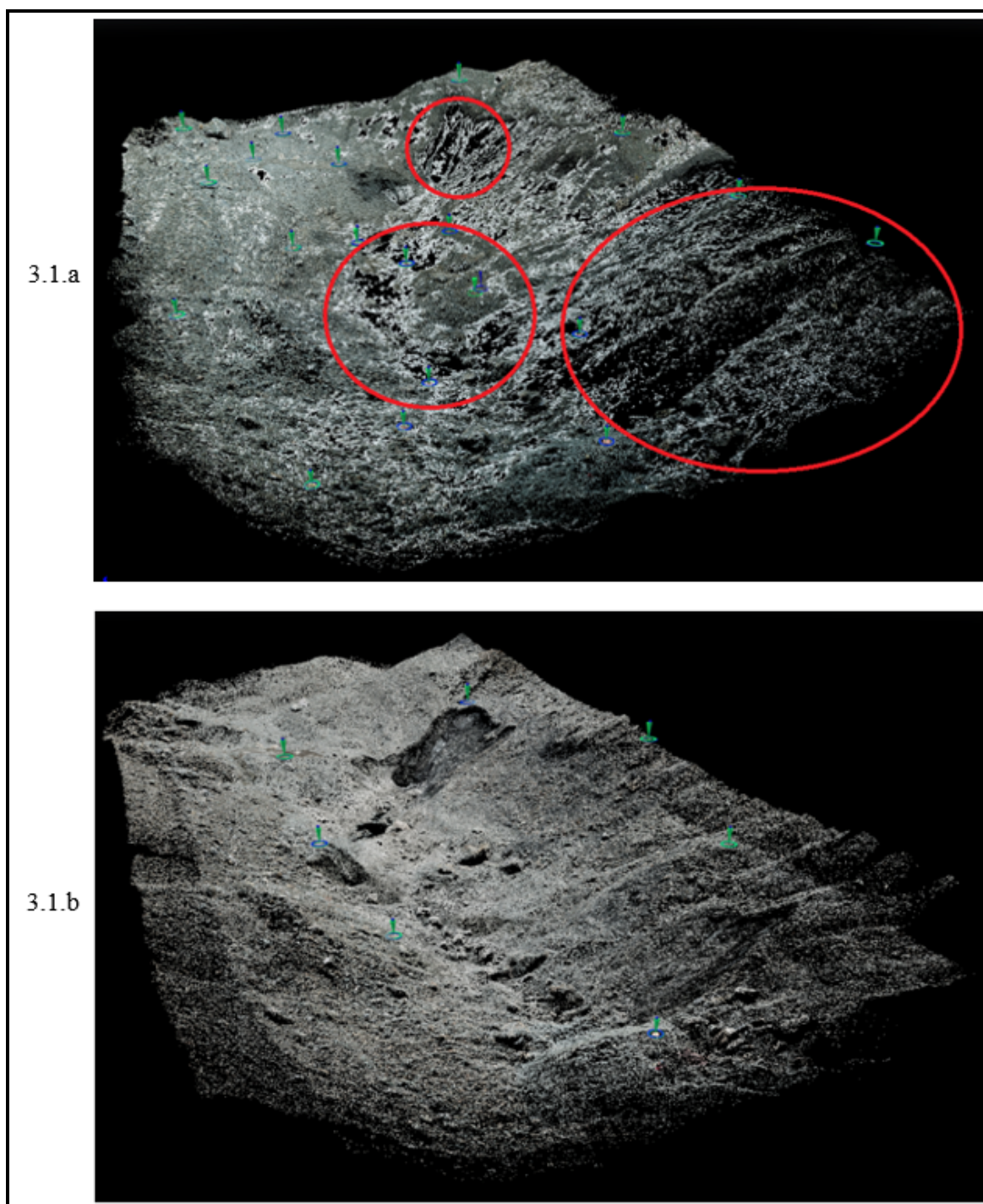


Figure 3.1 Points de liaisons créés pour les modèles 3D
3.1.a modèle d'août; 3.1.b modèle de juin

L'ajout de GCPs sur la neige permet de résoudre ce problème. Placés judicieusement, ils permettent de créer des points de liaison sur la zone couverte par la neige et permettront également de participer à la correction du modèle.

Une fois la carte de déformations créée par soustraction du modèle d'août au modèle de juin sur ArcGIS (voir Figure 3.2), on peut observer ce qui est arrivé à notre zone d'étude durant les deux mois s'étant écoulés entre le 23 juin 2019 et le 21 août 2019.

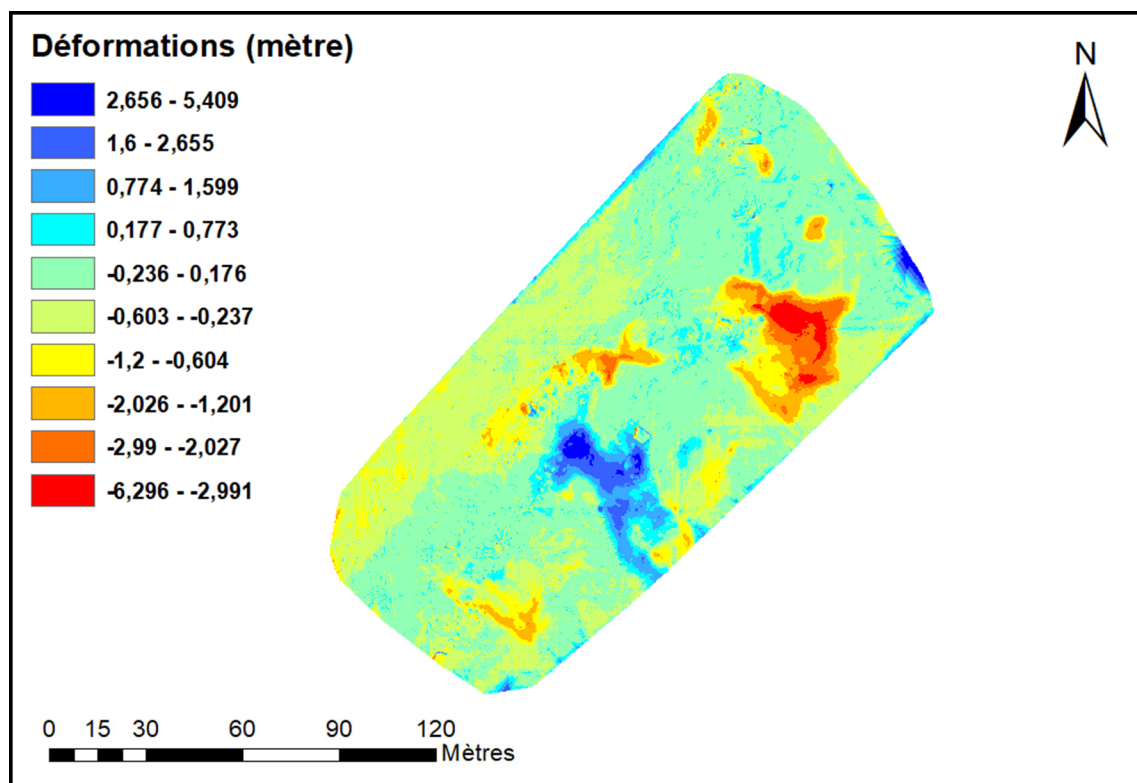


Figure 3.2 Carte des déformations issue des mesures effectuées par le drone lors de expéditions de juin et d'août 2019 (résolution initiale)

On observe qu'une grande partie des déformations sont de faibles amplitudes (entre -0.176 et 0.177 mètre). On remarque également que la topographie de la zone d'étude a fortement varié dans des zones limitées. Des déformations négatives allant jusqu'à 6.3 mètres (en rouge sur la Figure 3.2) ainsi que des déformations positives allant jusqu'à 5.4 mètres (en bleu sur la Figure 3.2) sont apparues. De plus, on remarque clairement ici le problème lié au contour de la carte avec notamment la présence d'artéfacts sous forme de traits dans le coin nord-est de la carte dont les déformations dépassent 2 mètres. Cela est dû à l'importation du modèle d'août dans ArcGIS. Lors de la création du modèle avec le logiciel Pix4Dmapper, cette zone située en bordure n'a reçu que très peu de points de liaison (en rouge sur la Figure 3.3.a). Lors de la réalisation du maillage 3D par le logiciel, celui-ci va approximer le maillage dans cette zone, mais également sur tout le contour du modèle (voir Figure 3.3.b).

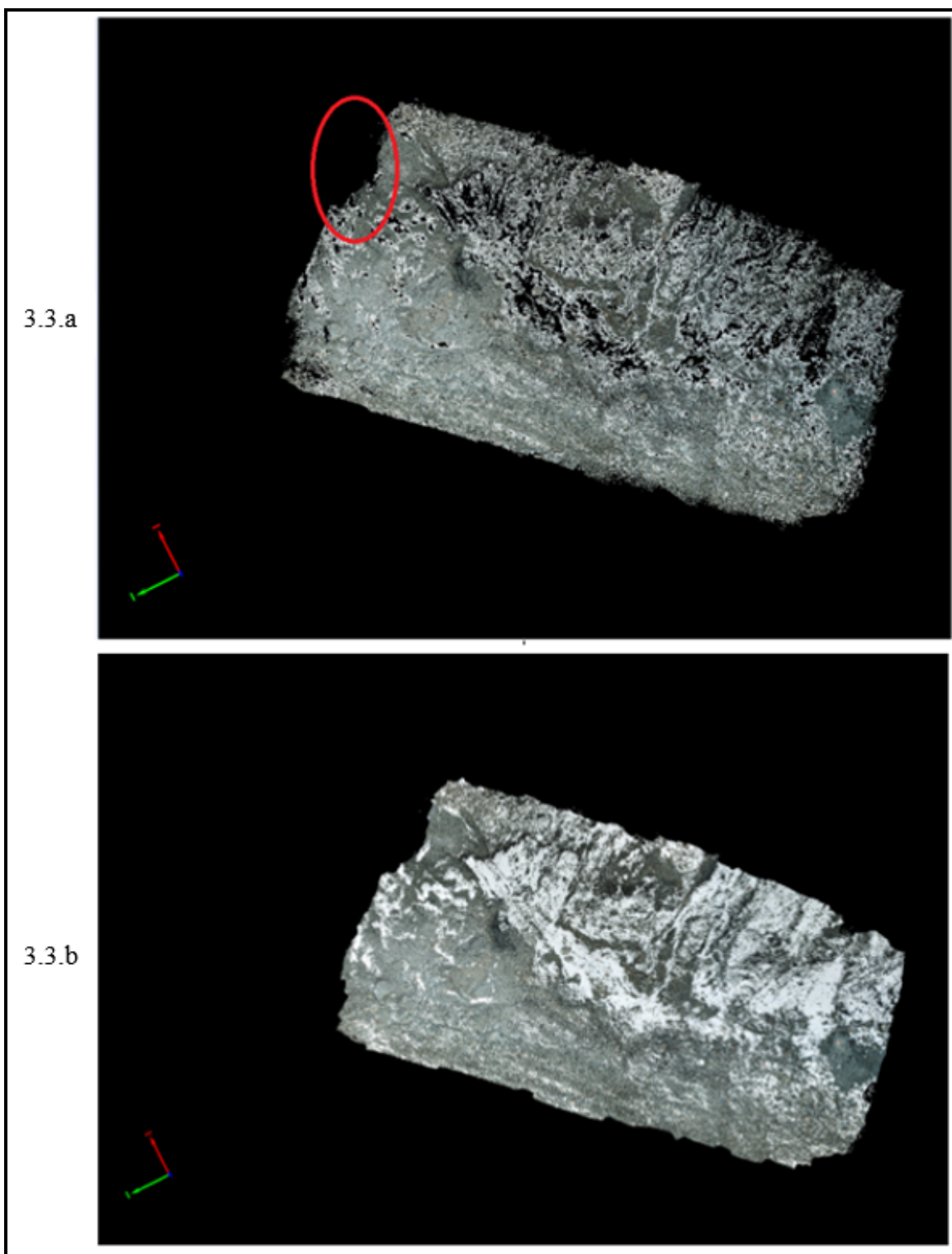


Figure 3.3 Vue du dessus pour le modèle d'août 3.3.a Faible présence de points de liaison sur le contour du modèle d'août; 3.3.b Contour du modèle 3D peu précis; Les flèches vertes correspondent au Nord et les flèches rouges à l'Est

Ainsi lors de la création du modèle 3D, il n'y aura pas de données pour cette zone qui reste par conséquent vide. Lors de son importation sur ArcGIS, le logiciel va créer un contour plus lisse du modèle et ainsi créer l'artéfact repéré plus haut (voir Figure 3.4).

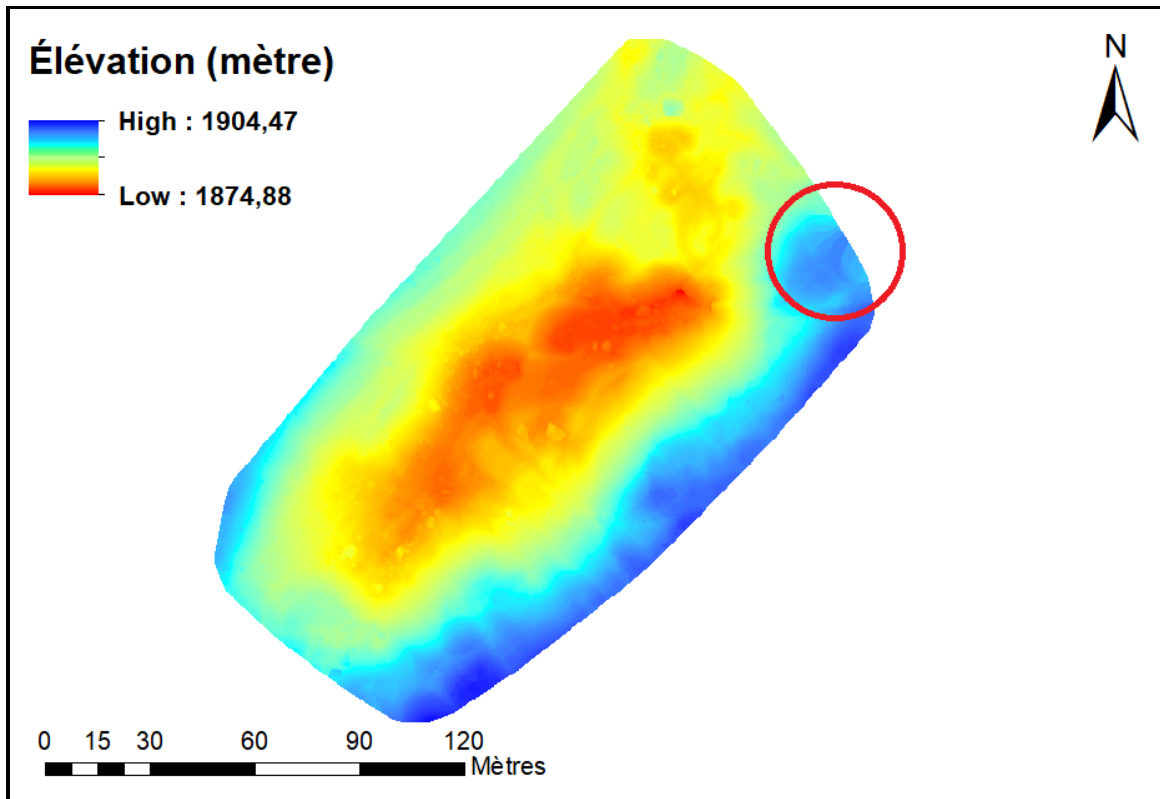


Figure 3.4 Importation du modèle d'août dans ArcGIS

Finalement, on obtient une déformation moyenne sur la zone de -20.45×10^{-2} mètre pour la carte de déformations issue du drone. On observe que les déformations subies par la zone d'étude sont beaucoup plus importantes que celles auxquelles nous nous attendions aux vues de celles annoncées dans la littérature.

3.2 Cartes de déformations obtenues avec l'InSAR

Le traitement des 6 produits comme expliqué dans le chapitre « Méthodologie » a permis de construire 5 cartes de déformations, chacune couvrant une période de 12 jours. Ces cartes ont

par la suite été importées dans ArcGIS pour être évaluées. Les pixels issus de ces cartes présentent une surface de 6,7 mètres par 13,8 mètres. Cette surface étant plus importante que celle obtenue à partir du Drone, elle a été utilisée comme résolution de comparaison entre les deux méthodes.

L'inspection des 5 cartes de déformations obtenues a mis en évidence des variations de la surface étudiée difficilement explicables sur les deux cartes de déformations créées à partir des produits des 21 juin, 3 juillet et 15 juillet 2019. En effet, les deux cartes de déformations formées à partir de ces produits rapportent des déformations moyennes respectivement d'environ -5 et 6 centimètres. Ayant testé la méthode sur un plus grand nombre de produits, nous avons pu noter que ces déformations étaient atypiques (voir Tableau 3.1).

Tableau 3.1 Déformations moyennes obtenues sur les dates testées

Date de la carte de déformations	28mai	09juin	21juin	03juil	15juil	27juil	08août	20août
	09juin	21juin	03juil	15juil	27juil	08août	20août	01 sept
Déformation moyenne (cm)	0.28	-0.23	-5.02	6.04	0.44	-1.02	-0.42	-0.69

De plus, le 21 juin, nous étions sur place et avons pu observer que le lac supraglaciaire était vide d'eau. En visionnant les clichés pris par la caméra time lapse installée à proximité de la zone d'étude pour les dates des 3 et 15 juillet, il est possible de voir l'état de la zone d'étude. Or nous constatons que le lac était complètement rempli le 3 juillet puis vide le 15 juillet. On aurait donc pu s'attendre à obtenir une variation positive puis négative des déformations moyennes avec l'InSAR, ce qui n'est pas le cas. On peut également voir que la journée du 3 juillet était affectée par une météo particulièrement mauvaise (voir Figure 3.5). Or, comme indiqué dans le chapitre « Méthodologie », le déphasage provoqué par une météo atypique n'est pas corrigé lors de la génération de la carte. Ainsi, même si les cohérences de ces cartes sont au-dessus de 0,5, ces deux cartes de déformations ont été considérées comme suspectes et

retirées de la série exploitée. La carte de déformations finale a donc été créée à partir des produits des 15 juillet, 27 juillet, 8 août et 20 août uniquement.



Figure 3.5 Photo de la zone d'étude le 3 juillet 2019 à 8h00

Le cumul final des 3 cartes de déformations a été effectué sur ArcGIS. Le résultat (Figure 3.6) couvre la période du 15 juillet au 20 août uniquement, soit 3 semaines de moins que celle obtenue à partir du drone. La déformation moyenne sur la zone d'étude calculée à partir de la carte est de -9.92×10^{-2} mètre.

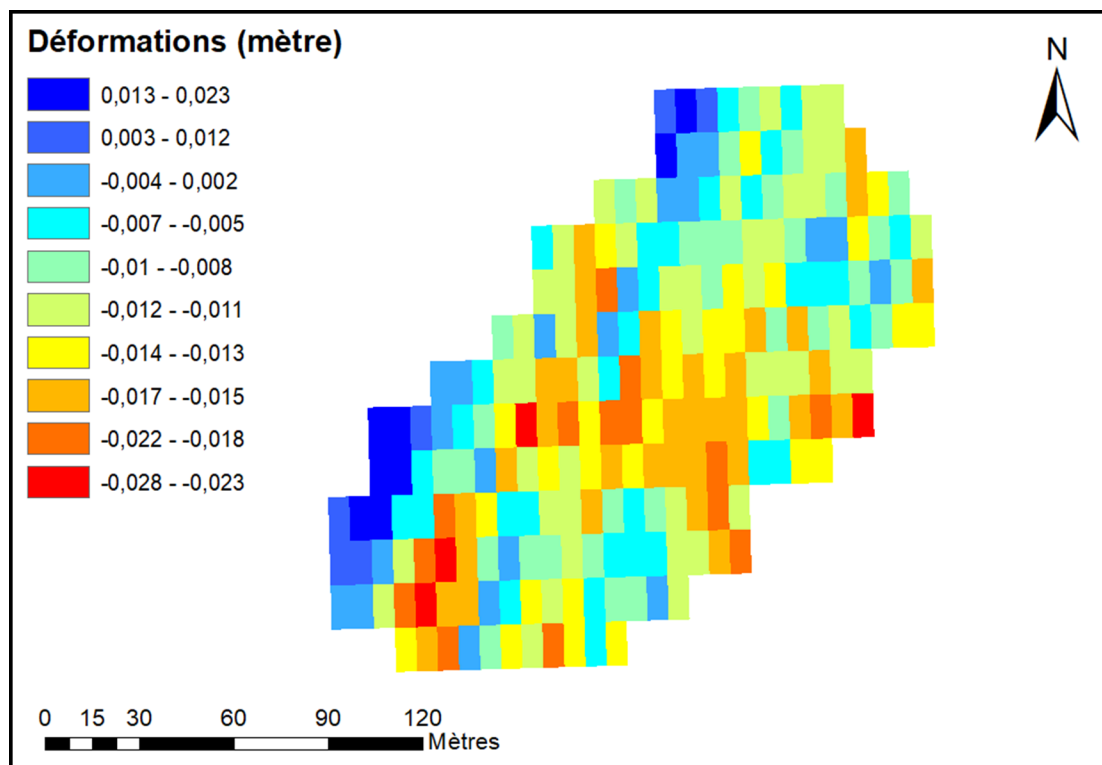


Figure 3.6 Carte des déformations issue des interférogrammes créés à partir des données InSAR pour une période allant du 15 juillet au 20 août 2019

Nous obtenons une cohérence moyenne de 0.45 pour la zone d'étude. Cependant, la cohérence descend à 0.25 dans la zone du lac supraglacière ce qui est un indicateur de possibles anomalies.

3.3 Comparaison des deux méthodes

La comparaison des deux cartes de déformations (voir Figure 3.7), fait apparaître une différence très marquée. En effet, la longueur d'onde utilisée par le satellite Sentinel 1B est d'environ 5,55 centimètres. Cela signifie que seules les déformations proches de cette distance seront correctement détectées par l'InSAR. Or on voit clairement avec la carte issue du drone que les déformations sont très chaotiques. La méthode de déroulement de phase utilisée ici est adaptée pour l'étude de zones plus stables. L'InSAR ne détecte que des différences de hauteurs comprises entre 0 et 2π . C'est grâce à la méthode de déroulement de phase que l'on peut étendre

la détection à des variations supérieures à cette fourchette. La méthode utilisée compare les pixels de proche en proche afin de détecter les zones dont la déformation est supérieure à $0-2\pi$. Ainsi si, par exemple, un pixel étudié affiche une valeur de 0.2π et que ses voisins affichent une moyenne de 1.8π , alors le pixel étudié prendra la valeur 2.2π , et ce même si en réalité la déformation est de 6.2π . L'intervalle des déformations correctement détectables est donc d'une longueur d'onde du satellite centrée sur la valeur moyenne des pixels proches. La validité des déformations données par la carte issue de l'InSAR peut donc être questionnable dans le cadre de déformations non homogènes dans l'espace. En l'absence d'un mode de déroulement adapté à une petite zone d'étude, les déformations d'amplitude supérieure à 5.55 cm seront difficilement détectables. De plus, notre zone apparaît trop petite et semble présenter des déplacements trop importants pour être correctement détectés par l'InSAR.

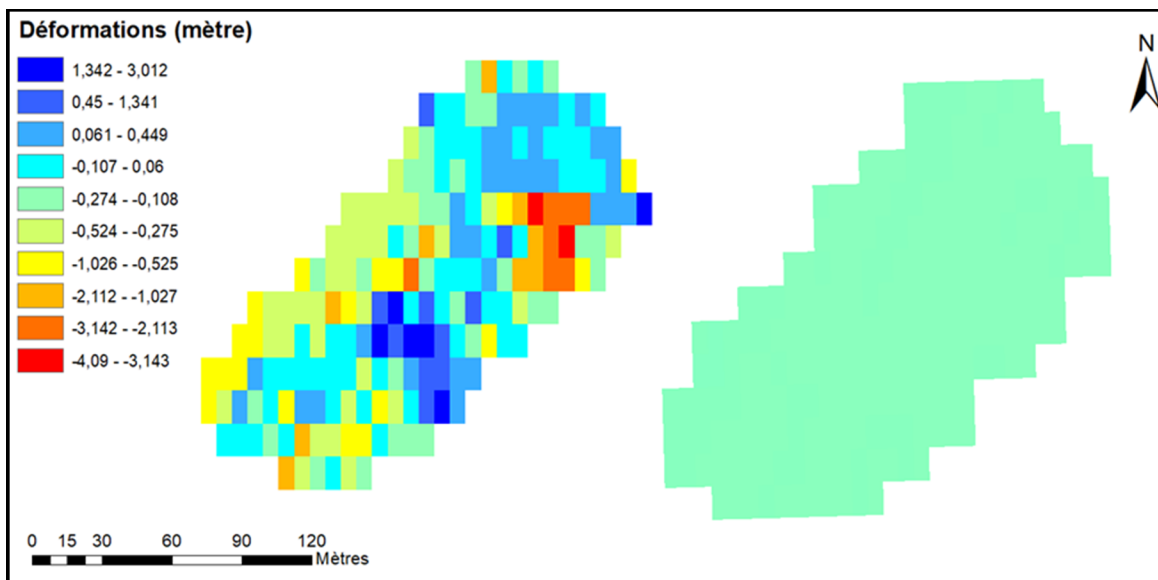


Figure 3.7 Comparaison des cartes de déformations issues du drone (à gauche) et de l'InSAR (à droite) mises à la même échelle

Afin de vérifier si les écarts de mesures entre les deux méthodes étaient dus à un problème de déroulement de phase, une nouvelle comparaison entre les deux produits a été effectuée en excluant des données issues du drone tout pixel présentant des déplacements compris en dehors de l'intervalle de 5 longueurs d'ondes du Sentinel 1B centré sur 0. Avec le recul, nous nous sommes rendu compte qu'il aurait fallu prendre un intervalle de 3 longueurs d'ondes centré

sur 0, ce qui correspond au nombre de cartes de déformations formées par les données de l'InSAR pendant la période de test réelle. Cependant nous n'avons pas pu effectuer les corrections nécessaires par manque de temps. Seuls les déplacements compris entre -0,15 et 0,15 mètre ont donc été retenus. On obtient alors une déformation moyenne de -10.02×10^{-2} mètre pour cette nouvelle carte pour la période Juin-Aout 2019. Cet écart de déformation diffère en moyenne de 2.96% de celui issue de la méthode InSAR.

Cette dernière comparaison ayant nécessité le retrait de 56 % des données de la carte de déformations initiale issue du drone, elle ne peut pas être considérée comme une solution aux problèmes rencontrés avec les jeux de données complets. Elle permet toutefois de voir l'étape de déroulement de phase comme origine probable des écarts.

CHAPITRE 4

DISCUSSION

Même si une erreur aussi faible que 2,96% entre les deux types de cartes de déformations a été calculée au dernier essai de comparaison entre les deux types de méthodes, le constat est que du chemin reste à parcourir avant de pouvoir valider les cartes InSAR à partir des cartes issues du drone. En effet, limiter la comparaison à des déformations mesurées par le drone comprises entre -15 et 15 centimètres seulement, ne peut être considéré comme une solution acceptable. D'ailleurs, si l'on avait choisi un intervalle différent des +/- 15 cm de déformations, il est probable que le résultat ait été différent. Cela dit, cette première tentative d'utilisation des données InSAR sur un glacier rocheux / couvert de débris dans les monts St-Elías a apporté un grand nombre d'enseignements qui pourraient être mis en application afin d'améliorer la qualité des cartes de déformations.

La zone d'étude

La zone d'étude n'est pas forcément propice à l'obtention de cartes de déformations comparables entre elles. En effet, même si les précipitations semblent avoir été exceptionnelles cet été, les photos de l'appareil «timelapse» de la zone d'étude nous ont permis de nous rendre compte que les mouvements du sol y sont nombreux, très variables spatialement voire chaotiques. Le petit lac supraglaciaire au milieu de notre site par exemple est très actif et peut se remplir de milliers de m³ d'eau puis se vider en quelques jours à peine. Ces variations du niveau de l'eau affectent non seulement la mesure par InSAR mais provoquent également de nombreux micro-glissements de terrain, donnant ainsi lieu à des déformations bien plus hétérogènes qu'attendues lors de la mise au point des hypothèses. Une deuxième zone d'étude avait été envisagée lors de l'étude de juin, mais les problèmes techniques rencontrés n'ont pas permis d'en faire la cartographie en juin. Seules les données du mois d'août sont disponibles. Aucune carte de déformations ne peut donc être générée pour cette zone en 2019. Cela dit la carte du mois d'août pourra être comparée à celle réalisée en 2020 si une expédition est

organisée. Il est anticipé que l'utilisation d'une nouvelle zone d'étude moins chaotique pourrait permettre de n'avoir que des déformations liées aux mouvements en profondeur du glacier rocheux, et non pas aux déplacements superficiels qui n'apportent pas d'information sur la fonte générale de la glace enterrée.

La surface couverte

Lors de cette première année d'expérimentation, nous avons opté pour la production de modèle 3D à haute définition à partir de drone. Cette stratégie, utile pour repérer les micro-déformations s'est avérée inutile puisque les pixels de la carte de déformations issue du drone ont dû être fusionnés pour être comparés à ceux issus de l'InSAR. Produire des modèles précis au cm près nécessite de voler à des altitudes de 30m ou moins. Les temps de vols pour couvrir la zone d'étude sont donc rallongés pour produire ces modèles de haute précision. Le choix d'une altitude plus élevée aurait permis de couvrir une surface bien plus importante et donc de générer des cartes bien plus étendues que celles obtenues ici. Une surface plus étendue aurait plusieurs avantages, notamment celui de classer les écarts entre les deux méthodes par type de terrain. Par ailleurs, cela pourrait permettre à moyen terme de procéder à la surveillance de plusieurs glaciers rocheux, ainsi que l'utilisation d'une zone de référence, de préférence sur la roche mère, dont on est assurés de la stabilité verticale. Cette zone pourrait à la fois être utilisée pour valider les méthodes mais aussi pour corriger d'éventuels biais.

L'équipement

Cette première campagne d'essais nous a également permis d'en apprendre plus sur la mise en place de la méthode de collecte des données par drone. Si l'on a pu s'améliorer entre les deux expéditions au niveau des cibles et des missions, nous n'avons pas pu régler le problème de l'octocoptère initialement prévu pour la prise de mesures. Choisi pour sa grande capacité de portance et pour la proximité de ses concepteurs (Dronolab), ce produit s'est en effet montré très peu adapté au besoin de missions exigeantes telles que celles du Yukon. Parmi les problèmes les plus notoires rencontrés avec ce drone on peut citer :

- la nécessité de le démonter complètement pour le transport et la difficulté que représente le remontage sur le terrain,
- le manque de fiabilité d'un drone fait maison et donc non testé à grande échelle dans des situations de vol difficiles,
- une procédure de déploiement nécessitant le branchage et débranchage fréquent des batteries,
- la difficulté pour des opérateurs autres que les concepteurs de résoudre des problèmes techniques,
- la collaboration avec une organisation bénévole dont le soutien technique n'est pas l'objectif principal.

Pour éviter pareils problèmes dans le futur, l'acquisition d'un nouveau drone industriel DJI Matrice 600 Pro a été décidée et devrait être disponible pour les prochaines expéditions. Cela permettra de mettre en place la partie de l'étude exploitant l'infrarouge ainsi qu'augmenter les pistes de nouvelles technologies pouvant être installées sous le drone.

Parallèlement, nous avons dû faire face à certains problèmes lors des vols de surveillance. En effet, la mise en vol stationnaire du drone pendant des vols en août nous a empêché de terminer certaines missions car cela augmentait le temps de réalisation de la mission. L'abandon de ces missions n'a pas permis de récolter les images nécessaires à la réalisation d'un modèle 3D élargi. Ce problème était dû aux faibles températures rencontrées en août entraînant le refroidissement des batteries. Or celles-ci ne peuvent pas fonctionner correctement si leur température passe en dessous d'un certain seuil. Nous avons alors dû procéder à leur réchauffement, soit en les mettant dans nos paquetages soit en les mettant dans nos poches, ce qui a par la suite amélioré la situation et nous a permis d'avoir une solution corrective en cas de nouveaux problèmes dus au refroidissement des batteries.

Les données satellites affectés par les conditions météorologiques

Tel que vu au chapitre précédant, l'impossibilité de corriger les déphasages des images InSAR provoqués par des conditions météorologiques défavorables peut nuire à la précision des cartes de déformations (Ding, Li, Zhu, Feng, & Long, 2008). Cet inconvénient pourrait potentiellement être contourné en utilisant la méthode du « Small Baseline Subset » (Casu, 2009). Cette méthode permet en effet de générer des cartes de déformations entre un seul produit maître et plusieurs produits esclaves. En utilisant une image maître unique, il devient plus facile de détecter des produits présentant un biais pour des raisons atmosphériques.

Le choix des sources

L'écart de 12 jours entre chaque produit créé par le satellite Sentinel-1B peut représenter un inconvénient dans le cas où plusieurs produits consécutifs peuvent être affectés par des conditions météorologiques défavorables. L'utilisation de données issues d'autres satellites tel que le satellite Sentinel-1A pourrait permettre de réduire l'échelle temporelle. Une fois la procédure de traitement des produits bien maîtrisée, l'utilisation d'une 2e série de données pourrait être mise en place sans engendrer un temps de traitement supplémentaire trop pénalisant. Par ailleurs, le lancement, le 12 juin 2019, de la nouvelle mission canadienne « RADARSAT Constellation Mission » pourrait donner accès à une nouvelle source de données. Cette constellation, composée de 3 satellites, permet d'abaisser le temps de retour de 4 jours, ce qui augmenterait considérablement le nombre de données disponibles.

L'étape du déroulement de phase

Comme vu dans le chapitre « Méthodologie », l'étape du déroulement de phase permet de passer de la valeur modulo 2π de la phase qui est extraite des données satellites à sa valeur absolue réelle. Cependant, cette étape telle que nous l'avons effectuée dans cette étude ne permet de voir que les déplacements relativement linéaires. Par exemple, si un pixel -qui mesure 6.7m par 13.8m- subit une grande déformation, mais que tous ses pixels proches ne

subissent que de petites déformations, alors le déroulement de phase ne verra pas la déformation réelle du pixel mais une déformation légèrement plus grande que ses proches voisins. Ainsi cette façon de procéder au déroulement de phase ne permet pas d'observer une zone d'étude trop chaotique comme l'est la nôtre. Plusieurs solutions pourraient résoudre ce problème. D'abord, nous pourrions choisir une zone d'étude plus stable et aux déformations plus linéaires afin d'effectuer les futurs tests. Ensuite, prendre une plus grande surface pour la zone d'étude pourrait permettre d'augmenter le nombre de pixels à comparer et ainsi avoir potentiellement plus de surface stable. Enfin, nous avons utilisé l'algorithme fourni avec le logiciel SNAP. L'utilisation d'autres algorithmes pour cette étape (Spottiswoode, 2020; Firman, 2020; Zhao, 2020) pourrait représenter une voie à étudier pour les futures études.

CONCLUSION

L'objectif de ma maîtrise était de vérifier si les données satellites issues de l'InSAR permettent de mesurer et surveiller les déformations de surface de ces éléments et d'estimer l'ablation de la glace enfouie dans les milieux alpins.

Deux méthodes ont été mises en application dans le but de générer des cartes de déformations de notre zone d'étude : les données satellites InSAR provenant du satellite Sentinel-1B et des données de terrain récoltées grâce à un drone Mavic Pro.

L'exploitation de ces données et la comparaison de ces deux méthodes entre elles ont montré que :

- il a été possible de produire une carte de déformations à partir des images l'InSAR pour la zone d'intérêt.
- une erreur moyenne de 2.96% a été calculée entre les deux méthodes sur un nombre limité de pixels. La comparaison sur la zone d'étude complète n'a pas donné de résultats exploitables.
- notre zone d'étude n'est pas apparue comme favorable à notre objectif de par sa taille et la présence d'un terrain chaotique.
- la présence de 2 images affectées par de mauvaises conditions météorologiques a diminué significativement le nombre d'images InSAR utilisables.
- la méthode utilisée pour le déroulement de phase (phase unwrapping) ne semble pas adaptée à notre zone d'étude. Il serait d'ailleurs intéressant de comparer les résultats avec ceux issus d'autres méthodes de déroulement de phase.

Par ailleurs, il est important de souligner l'importance de la préparation pré-terrain pour ce genre de projet. L'idée est de prioriser la simplicité des manipulations sur le terrain afin de maximiser les chances de ramener des données exploitables. Dans notre cas nous avons basé notre préparation sur l'utilisation de l'octodrone. Il a fallu pour cela apprendre à le manipuler,

à assimiler son montage et démontage, à organiser la logistique associée à son utilisation comme la recharge de ses batteries puissantes et leur transport (celles-ci n'ont pas été acceptées dans la plupart des sociétés de transport de marchandises). Or, les problèmes techniques rencontrés lors de notre premier vol d'essai sur la zone d'étude ont remis en cause l'ensemble du plan de prélèvement de données. Étant complètement isolé de tout support extérieur, il est difficile de résoudre des problèmes complexes ou nécessitant l'appui de spécialistes. C'est dans ce cadre que je recommande l'utilisation de drones commerciaux, plus simples à déployer et déjà testés dans des conditions difficiles. Cela dit, l'utilisation d'un drone plus fiable ne réduira pas les risques liés aux conditions météorologiques. Dans notre cas, la présence de neige au sol au mois d'août nécessite de s'adapter autant dans le positionnement des cibles sur un terrain escarpé que dans le décalage des plans de vol.

Cette étude a néanmoins montré que l'InSAR avait bien un potentiel dans l'étude des déformations à la surface de glace enterrée et reste encourageante pour les prochaines études. Elle a entre autres permis d'identifier des voies d'amélioration des méthodes appliquées.

ANNEXE I

LISTE DES PRODUITS INSAR UTILISÉS POUR LES CARTES DE DÉFORMATIONS

Les produits suivants, allant du 28 mai au 1^{er} septembre ont été utilisés:

S1B_IW_SLC__1SDV_* :

- *20190528T153054_20190528T153124_016446_01EF58_656D
- *20190609T153054_20190609T153124_016621_01F48E_827F
- *20190621T153055_20190621T153125_016796_01F9C4_8B33
- *20190703T153056_20190703T153126_016971_01FEF0_FFD0
- *20190715T153056_20190715T153126_017146_020419_04E2
- *20190727T153057_20190727T153127_017321_020930_FEED
- *20190808T153058_20190808T153128_017496_020E77_8121
- *20190820T153059_20190820T153129_017671_0213EF_FE82
- *20190901T153059_20190901T153129_017846_02195F_8FFE

ANNEXE II

MATERIEL UTILISÉ POUR LA RÉALISATION DES MISSIONS DE DRONE LORS DE L'EXPÉDITION DE 2019



Figure-A I-1 Drone Mavic Pro utilisé pendant les expéditions



Figure-A I-2 Cibles utilisées pour l'expédition d'août



Figure-A I-3 Zone d'atterrissage/décollage du drone

ANNEXE III

INTERFACES DE L'APPLICATION « PIX4DCAPTURE »

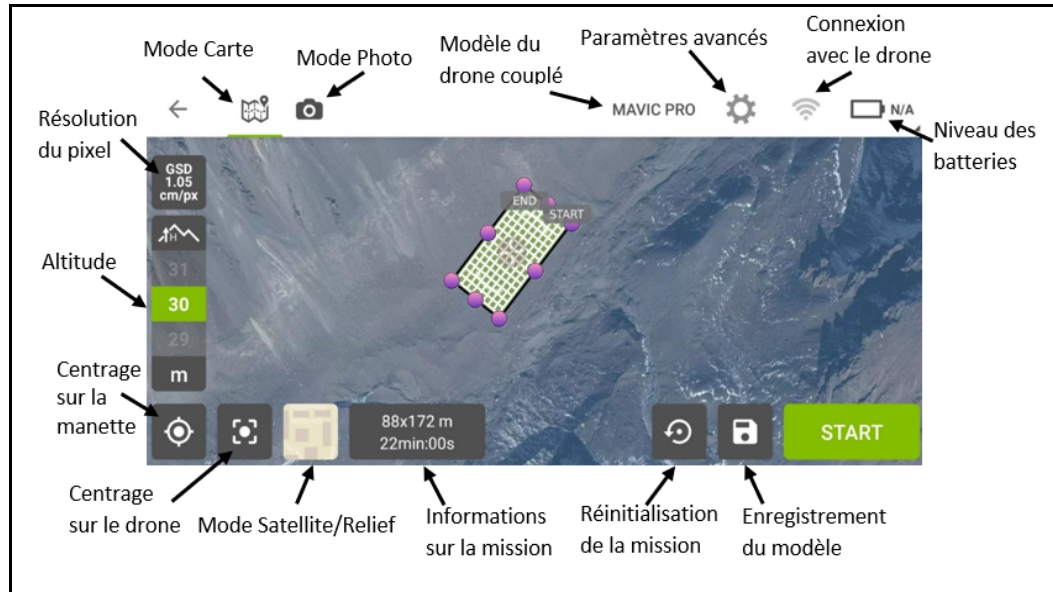


Figure-A II-1 Interface de la création de mission

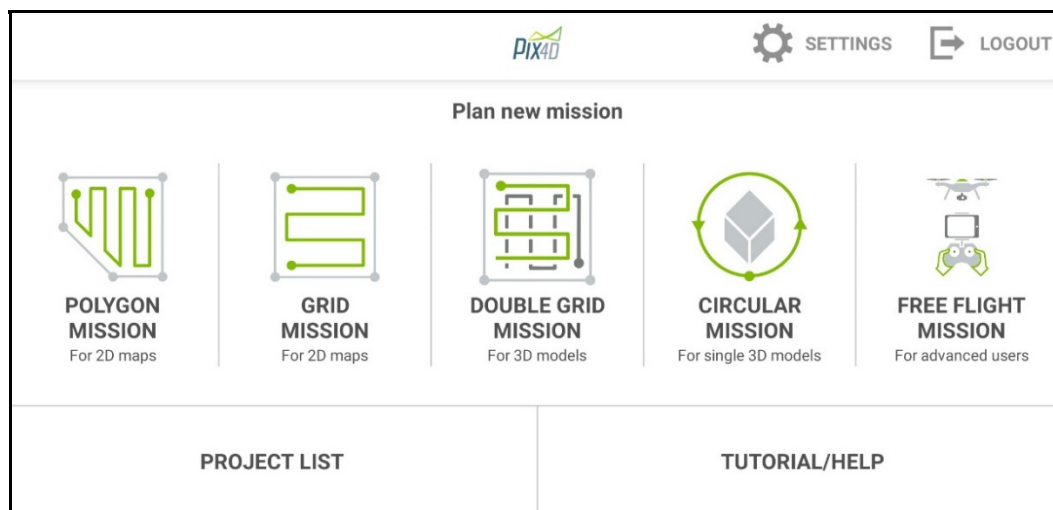


Figure-A II-2 Interface du choix du type de la mission

ANNEXE IV

DSM GÉNÉRÉ AVEC « PIX4DMAPPER »

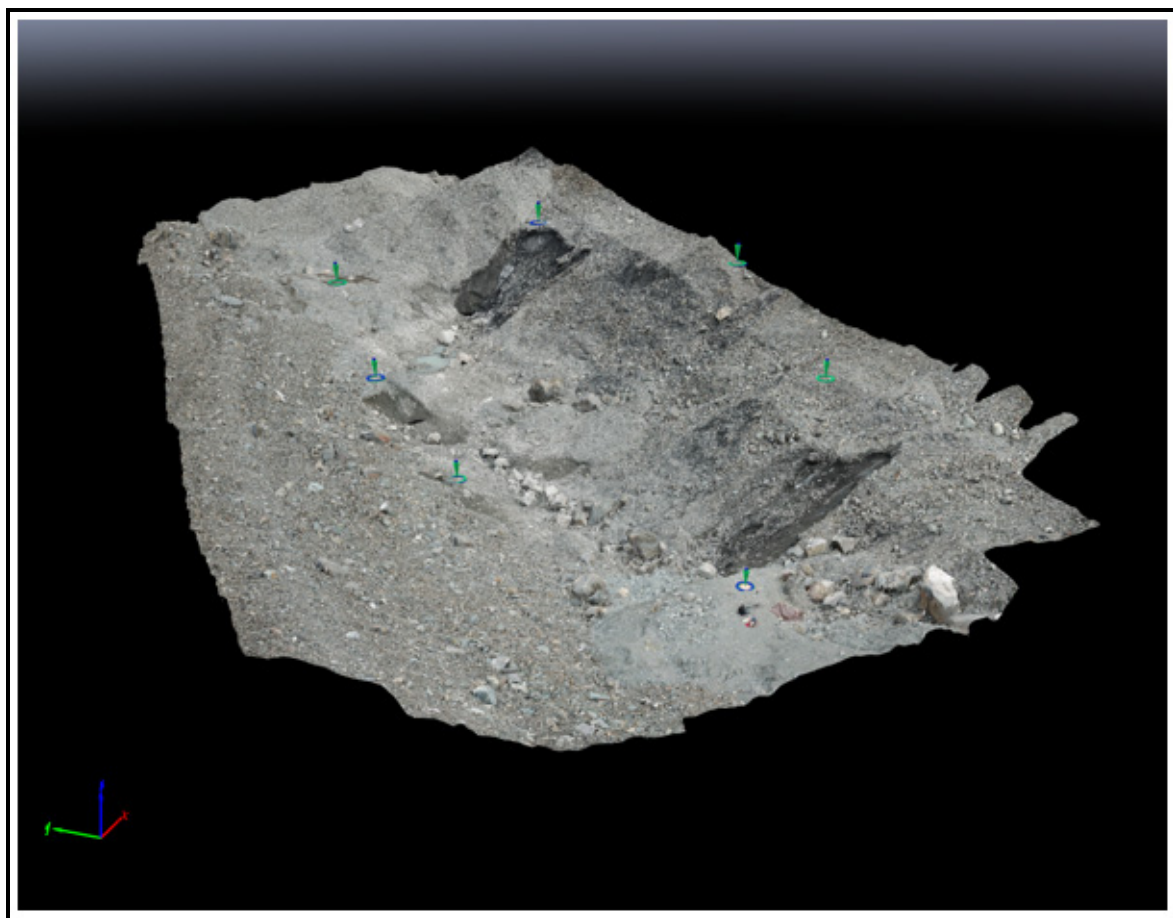


Figure-A III-1 DSM corrigé du mois de juin 2019

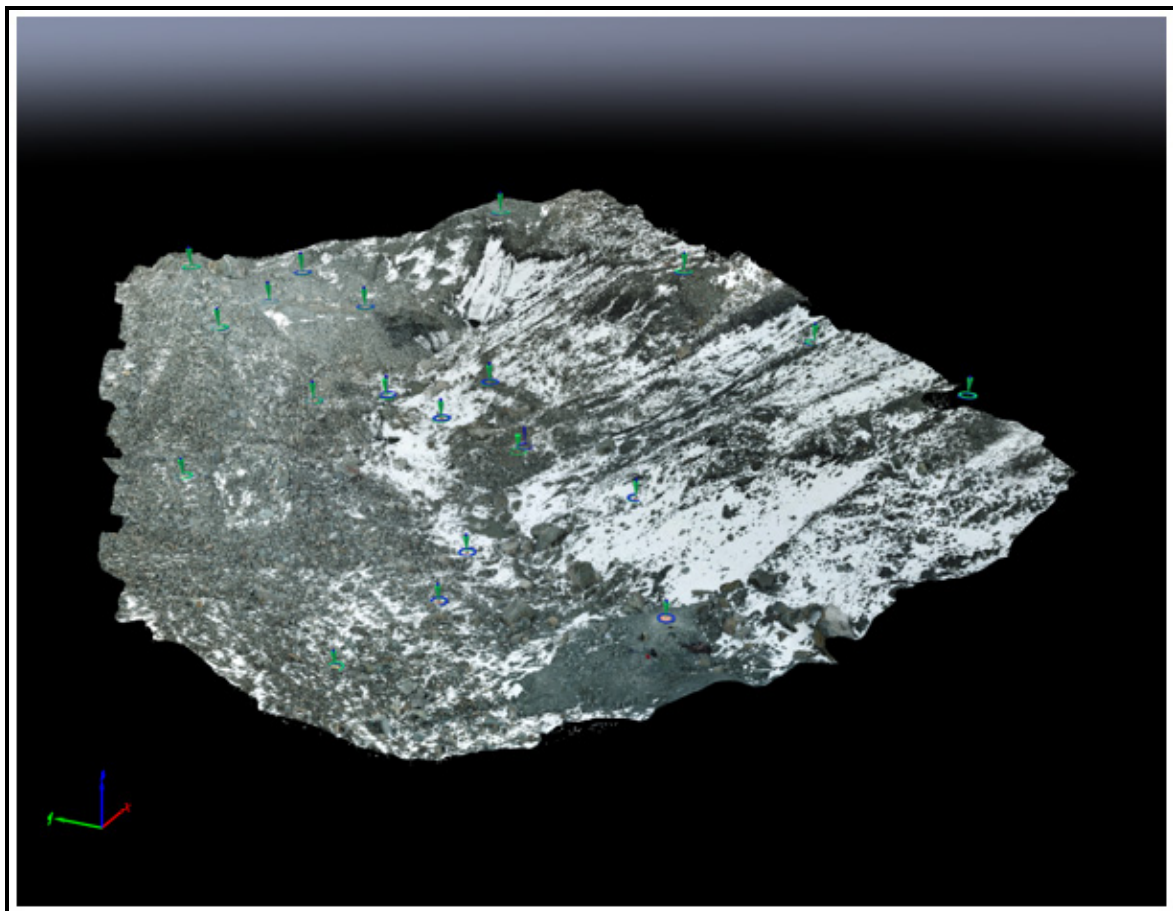


Figure-A III-2 DSM corrigé du mois d'août 2019

ANNEXE V

PROTOCOLE D'UTILISATION DE «PIX4DMAPPER»

Ce document présente les étapes afin de créer un modèle 3D grâce au logiciel « Pix4Dmapper ». Il se présente en deux parties avec tout d'abord la génération du modèle puis avec la correction du modèle.

Génération du modèle

1. Créer tout d'abord un nouveau projet en cliquant sur « New Project.. ». Donner un nom au projet, choisir le lieu de création du projet afin de le retrouver facilement. Cliquer sur « Next ».
2. Ajouter les photos correspondant à votre projet en appuyant sur « Add Images » et sélectionner les images de votre projet. La croix rouge est sensée passer au vert si vous avez assez d'images pour procéder aux prochaines étapes. Cliquer sur « Next ».
3. Vérifier que les propriétés des images sont correctes (système de coordonnées, nombre d'images géolocalisées). Dans notre cas, nous avons laissé le système WGS84 qui a été autodéTECTÉ. Cliquer sur « Next ».
4. Vérifier l'unité du système de coordonnées. Il est par défaut en mètre. Cliquer sur « Next ».
5. Sélectionner le type de modèle. Pour notre étude, nous avons choisi le modèle standard « 3D Maps » qui donne une bonne qualité mais est long à effectuer. Cliquer sur « Finish ».
6. Le logiciel lance alors le calcul du modèle. Celui-ci peut durer de quelques minutes à plusieurs heures en fonction du nombre d'images chargées dans le modèle. À Noter qu'il est nécessaire d'avoir un nombre minimum d'images de bonnes qualités, nombre adapté en fonction de la taille de la zone d'étude.
7. La première partie va générer les points clés en 2D, puis les points de liaison en 3D. Une fois terminé, le logiciel génère un rapport de qualité qui récapitule les résultats de cette première étape.
8. La deuxième étape démarre automatiquement et crée le nuage de points à partir des points de liaison. Puis il crée le maillage en triangle à partir de ce nuage de points. Un nouveau rapport de qualité est généré et est ajouté au premier. Puis le logiciel procède à la troisième étape et crée le DSM et l'orthomosaïque du modèle.
9. Cocher la case « Triangle Meshes » afin de générer de modèle 3D.

Correction du modèle

1. Explorer le modèle afin de repérer vos cibles. Pour une meilleure visibilité du modèle, décocher la case « Cameras ».
2. Une fois une cible repérée, cliquer sur un des points de liaison proche du centre de la cible. Le pixel sélectionnable se colore en jaune lorsque le pointeur de la souris passe dessus. Cliquer dessus, le point sélectionné devient rouge.

3. Dans l'onglet « Properties » apparu dans le bord droit de l'écran, cliquer sur « New Tie Point » dans la partie « Images ». Indiquer sur le plus de photos possible le point de la cible qui a été mesuré pour la correction.
4. Dans la partie « Selection », entrer le nom du nouveau point de liaison. Il est conseillé de garder l'appellation utilisée pendant les prises de vues. Changer le type de point pour « 3D GCP » et rentrer les coordonnées de la cible. Appuyer sur « Apply ».
5. Refaire la manipulation pour toutes les cibles disponibles.
6. Dans l'onglet « Process », cliquer sur « Reoptimize » et « Ok ».
7. Une fois le processus terminé, relancer les étapes 2 et 3 pour obtenir le modèle corrigé en affichant l'onglet « Processus » dans le coin inférieur gauche et en cliquant sur « Start ». Une fois terminé, vous trouverez le DSM dans le dossier renseigné au point 1 de la génération du modèle.

Notes et problèmes pouvant être rencontrés

Si à l'étape « Triangle Meshes » le logiciel bloque à 40/100%, il faut le redémarrer car il ne se débloquent pas.

Si la correction du modèle n'est pas bien faite, il est nécessaire d'avoir plus de cibles car le nombre entré ne suffit pas pour une bonne correction.

Si au moment de pointer une cible sur le modèle aucun pixel n'est accessible sur celle-ci, sélectionner un pixel voisin puis sur l'onglet « Objet » sélectionner plus précisément l'emplacement voulu.

Si une erreur apparaît sur le rapport de qualité et qu'on ne sait pas à quoi elle correspond, se référer au site <https://support.pix4d.com/hc/en-us/articles/202558689-Quality-Report-Help>

Une fois le modèle généré, toujours enregistrer l'ensemble du projet sinon les trois étapes seront toujours à refaire.

ANNEXE VI

PROTOCOLE D'UTILISATION DE SNAP

Ce document présente les étapes afin de créer une carte de déformations grâce au logiciel SNAP pour le site d'étude de Shar Tàgà'. Nous effectuerons ici l'étape de déroulement de phase (phase unwrapping) avec l'utilisation du programme Snaphu installé sur une machine virtuelle Linux. Il se présente en trois parties avec tout d'abord les étapes préliminaires, puis le déroulement de phase et enfin les étapes finales.

Étapes préliminaires

1. Dans SNAP, cliquer sur « Open Product » puis parcourez vos fichiers pour trouver les deux produits que vous souhaitez traiter. Sélectionner les et cliquer sur « Open ».
2. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Coregistration », puis sur « S1 TOPS Coregistration » et enfin sur « S-1 TOPS Coregistration ».
3. Dans l'onglets « Read » sélectionner le produit de référence. Dans l'onglet « Read (2) » sélectionner le produit esclave. Dans l'onglet « Back-Geocoding » sélectionner le DEM « GETASSE 30 ». Dans les onglets « TOPSAR-Split » et « TOPSAR-Split (2) » sélectionner la sous-bande (subswath), la polarisation et les « bursts » souhaités. Attention ils doivent être identique pour les deux produits. Dans l'onglet « Write », sélectionner le dossier dans lequel les fichiers seront créés. Cliquer sur « Run ».
4. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Sentinel-1 TOPS », puis sur « S-1 TOPS Deburst ». Cliquer sur « Run ».
5. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis sur « Products » et enfin sur « Interferogram Formation ». Cliquer sur « Run ».
6. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis sur « Products » et enfin sur « Topographic Phase Removal ». Dans l'onglet « Processing Parameters » sélectionner le DEM « GETASSE 30 ». Cliquer sur « Run ».
7. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis cliquer sur « Filtering », puis sur « Goldstein Phase Filtering ». Cliquer sur « Run ».
8. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis sur « Unwrapping » et enfin sur « Snaphu Export ». Dans l'onglet « Snaphu Export » sélectionner le dossier dans lequel seront créés les fichiers pour réaliser le déroulement de phase. Monter le nombre de « Tile Rows » et de « Tile Columns » à 20, le nombre de processeurs à 6, l'overlap à 200 chacun et le « Tile Cost Threshold » à 2000. Cliquer sur « Run ».

Déroulement de phase

1. Ouvrir votre machine virtuelle Linux et copier votre dossier créé à la suite des étapes préliminaires sur le bureau.
2. Ouvrir un terminal et écrire les lignes de codes suivantes :

- `cd Desktop/nomdudossier/S1B_IW...` (appuyer sur TAB)
 - `nano snaphu.conf`
3. Sélectionner la ligne en dessous de « Command to call snaphu » et qui commence par « `snaphu -f snaphu.conf...` ». Copier là et retourner dans le terminal en appuyant sur *ctrl+x*.
 4. Coller la ligne que vous avez copié. Le déroulement de phase va se faire automatiquement.
 5. Une fois terminé, aller dans le dossier et copier les deux nouveaux fichiers « `UnwPhase8_...` » dans un nouveau dossier sous Windows.

Étapes finales

1. Dans SNAP, dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis sur « Unwrapping » et enfin sur « Snaphu Import ». Dans l'onglet « Read-Unwrapped-Phase » aller chercher parmi les deux fichiers que vous avez ramené de Linux celui finissant par `.hdr`. Dans l'onglet « Write » ajouter `_unw` à la fin du nom du fichier. Cliquer sur « Run ».
2. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Interferometric », puis sur « Products » et enfin sur « Phase to Displacement ». Cliquer sur « Run ».
3. Dans l'onglets « Radar », cliquer sur « Terrain Correction », puis sur « Range-Doppler Terrain Correction ». Dans l'onglet « Processing Parameters » sélectionner le DEM « GETASSE 30 ». Cliquer sur « Run ».
4. Sélectionner le dernier produit créé dans l'explorateur de produit dans le coin supérieur gauche. Dans l'onglet « File », cliquer sur « Export », puis sur « GeoTIFF ». Sélectionner le dossier dans lequel vous souhaitez exporter la carte et cliquer sur « Export Product ».

ANNEXE VII

PROTOCOLE D'UTILISATION D'ARCGIS POUR LA CARTE DE DÉFORMATIONS DU DRONE

Ce document présente les étapes afin de créer une carte de déformations issue d'un drone grâce au logiciel « ArcGIS ». Il est nécessaire d'avoir créé au préalable les modèles 3D utilisés pour créer la carte. Ici, nous considérons que le modèle 3D a été généré avec le logiciel « Pix4Dmapper »

1. Cliquer sur bouton « Add Data » et chercher dans le dossier du premier modèle 3D le DSM obtenu. Il s'agira de la référence pour la carte de déformations. Une fois sélectionné, cliquer sur « Add ».
2. Si le DSM n'a jamais été ouvert sur le logiciel, celui-ci vous demandera de générer sa structure pyramidale. Cliquer sur « Yes ».
3. Répéter les étapes 1 et 2 pour le deuxième DSM.
4. Dans l'onglet « Windows », cliquer sur « Image Analysis ». Sélectionner les deux DSMs puis dans l'onglet « Processing » cliquer sur « Difference ». La carte de déformations apparaît dans la table des matières.
5. Si un rééchantillonnage est nécessaire, lancer l'outil « Resample » se trouvant dans « Data Management Tools », « Raster », « Raster Processing » ou en rentrant le nom de l'outil dans la barre de recherche. Sélectionner le fichier à rééchantillonner et rentrer la taille de pixel souhaitée. Lorsque la modification de la taille des pixels est trop importante, il convient de procéder à plusieurs rééchantillonnages successifs pour arriver à la taille de pixel souhaitée.

ANNEXE VIII

PROTOCOLE D'UTILISATION D'ARCGIS POUR LES CARTES DE DÉFORMATIONS ISSUE DE L'INSAR

Ce document présente les étapes afin de créer une carte de déformations issue de plusieurs cartes créées grâce au logiciel SNAP. Il est nécessaire d'avoir généré au préalable les cartes de déformations avec SNAP.

1. Cliquer sur bouton « Add Data » et sélectionner les cartes de déformations que vous souhaitez utiliser. Une fois sélectionnées, cliquer sur « Add ».
2. Si les cartes n'ont jamais été ouvertes sur le logiciel, celui-ci vous demandera de générer leur structure pyramidale. Cliquer sur « Yes ».
3. On va maintenant extraire la zone d'étude des cartes de déformations. Lancer l'outil « Extract by Mask » se trouvant dans « Space Analyst Tools », « Extraction » ou en rentrant le nom de l'outil dans la barre de recherche. Dans la section « Input raster » sélectionner la carte issue de l'InSAR et dans l'onglet « Input raster or feature mask data » sélectionner le DSM issu drone que vous souhaitez comme modèle. Cliquer sur « Ok ».
4. On va maintenant sommer les cartes afin d'avoir une carte pour la durée totale de l'étude. Lancer l'outil « Weight Sum » se trouvant dans « Space Analyst Tools », « Overlay » ou en rentrant le nom de l'outil dans la barre de recherche. Dans l'onglet « Input raster » sélectionner les cartes que vous souhaitez sommer et fixer leur poids à 1. Cliquer sur « Ok ».

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Anctil F., Rousselle J., & Lauzon N. (2005), Hydrologie - Cheminement de l'eau
- Andersen, J. K., Kusk, A., Boncori, J. P. M., Hvidberg, C. S., & Grinsted, A. (2020). Improved ice velocity measurements with Sentinel-1 TOPS interferometry. *Remote Sensing*, 12(12). doi: 10.3390/rs12122014.
- Aubry-Wake, C., Baraer, M., McKenzie, J. M., Mark, B. G., Wigmore, O., Hellström, R. Å., . . . Somers, L. (2015). Measuring glacier surface temperatures with ground-based thermal infrared imaging. *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8489-8497. doi: 10.1002/2015GL065321
- Aubry-Wake, C., Zéphir, D., Baraer, M., McKenzie, J. M., & Mark, B. G. (2018). Importance of longwave emissions from adjacent terrain on patterns of tropical glacier melt and recession. *Journal of Glaciology*, 64(243), 49-60. doi: 10.1017/jog.2017.85
- Bamler, R., & Hartl, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14(4), r1-r54. doi: 10.1088/0266-5611/14/4/001
- Baraer, M., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K. I., . . . Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134-150. doi: 10.3189/2012JoG11J186
- Barboux, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Collet, C., & Raetzo, H. (2012). Monitoring active rock glaciers in the Western Swiss Alps: Challenges of Differential Sar Interferometry and solutions to estimate annual and seasonal displacement rates. Dans *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (pp. 5210-5213). doi: 10.1109/IGARSS.2012.6352435
- Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 175-188. doi: 10.1002/ppp.3430030303
- Bash, E. A., Moorman, B. J., & Gunther, A. (2018). Detecting short-term surface melt on an Arctic glacier using UAV surveys. *Remote Sensing*, 10(10). doi: 10.3390/rs10101547
- Bernard, É., Friedt, J. M., Tolle, F., Griselin, M., Marlin, C., & Prokop, A. (2017). Investigating snowpack volumes and icing dynamics in the moraine of an Arctic catchment using UAV photogrammetry. *Photogrammetric Record*, 32(160), 497-512. doi: 10.1111/phor.12217

- Betz, S., Croce, V., & Becht, M. (2019). Investigating morphodynamics on little ice age lateral moraines in the Italian Alps using archival aerial photogrammetry and airborne LiDAR data. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62(3), 231-247. doi: 10.1127/zfg/2019/0629
- Bhambri, R., Watson, C. S., Hewitt, K., Haritashya, U. K., Kargel, J. S., Pratap Shahi, A., . . . Govil, H. (2020). The hazardous 2017–2019 surge and river damming by Shispare Glacier, Karakoram. *Scientific Reports*, 10(1). doi: 10.1038/s41598-020-61277-8
- Bioucas-Dias, J. M., Plaza, A., Camps-Valls, G., Scheunders, P., Nasrabadi, N. M., & Chanussot, J. (2013). Hyperspectral remote sensing data analysis and future challenges. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 1(2), 6-36. doi: 10.1109/MGRS.2013.2244672
- Brardinoni, F., Scotti, R., Sailer, R., & Mair, V. (2019). Evaluating sources of uncertainty and variability in rock glacier inventories. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(12), 2450-2466. doi: 10.1002/esp.4674
- Braun A. & Veci L. (2020). TOPS Interferometry Tutorial. http://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX%20TOPSAR%20Interferometry%20with%20Sentinel-1%20Tutorial_v2.pdf
- Brighenti, S., Tolotti, M., Bruno, M. C., Engel, M., Wharton, G., Cerasino, L., . . . Bertoldi, W. (2019). After the peak water: the increasing influence of rock glaciers on alpine river systems. *Hydrological Processes*, 33(21), 2804-2823. doi: 10.1002/hyp.13533
- Campos, N., Tanarro, L. M., Palacios, D., & Zamorano, J. J. (2019). Slow dynamics in debris-covered and rock glaciers in Hofsdalur, Tröllaskagi Peninsula (northern Iceland). *Geomorphology*, 342, 61-77. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.06.005
- Casu, F. (2009). *The Small Baseline Subset technique: performance assessment and new developments for surface deformation analysis of very extended areas*. ((Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France))
- Chao, N., Chen, G., Li, J., Xiang, L., Wang, Z., & Tian, K. (2019). Groundwater Storage Change in the Jinsha River Basin from GRACE, Hydrologic Models, and In Situ Data. *Groundwater*. doi: 10.1111/gwat.12966
- Chesnokova, A., Baraër, M., Laperrière-Robillard, T., & Huh, K. (2020). Linking Mountain Glacier Retreat and Hydrological Changes in Southwestern Yukon. *Water Resources Research*, 56(1). doi: 10.1029/2019WR025706
- Chesnokova, A., Baraër, M., & Bouchard, É.: Proglacial icings as records of winter hydrological processes, *The Cryosphere Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/tc-2020-63>, sous presse

- Cicoira, A., Beutel, J., Faillettaz, J., & Vieli, A. (2019). Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 528. doi: 10.1016/j.epsl.2019.115844
- Cigna, F., Tapete, D., Muñiz-Jauregui, J. A., Garduño-Monroy, V. H., García, O., & Jiménez-Haro, A. (2020). Wide-area observations of surface deformation in Mexican urban areas and geothermal fields using ENVISAT InSAR. Dans *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (1 éd., Vol. 509). doi: 10.1088/1755-1315/509/1/012007
- Colombo, N., Sambuelli, L., Comina, C., Colombero, C., Giardino, M., Gruber, S., . . . Salerno, F. (2018). Mechanisms linking active rock glaciers and impounded surface water formation in high-mountain areas. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(2), 417-431. doi: 10.1002/esp.4257
- Colomina, I., & Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 92, 79-97. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013
- Colucci, R. R., Forte, E., Žebre, M., Maset, E., Zanettini, C., & Guglielmin, M. (2019). Is that a relict rock glacier? *Geomorphology*, 330, 177-189. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.02.002
- Ding, X. L., Li, Z. W., Zhu, J. J., Feng, G. C., & Long, J. P. (2008). Atmospheric effects on InSAR measurements and their mitigation. *sensors*, 8(9), 5426-5448. doi: 10.3390/s8095426.
- Drewes, J., Moreiras, S., & Korup, O. (2018). Permafrost activity and atmospheric warming in the Argentinian Andes. *Geomorphology*, 323, 13-24. doi: 10.1016/j.geomorph.2018.09.005
- Du, W., Ji, W., Xu, L., & Wang, S. (2020). Deformation time series and driving-force analysis of glaciers in the eastern tienshan mountains using the sbas insar method. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 17(8). doi: 10.3390/ijerph17082836
- Evin, M., Fabre, D., & Johnson, P. G. (1997). Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *permafrost and periglacial processes*, 8(2), 179-189. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199732)8:2<179::AID-PPP247>3.0.CO;2-C
- Fahnestock, M., Scambos, T., Moon, T., Gardner, A., Haran, T., & Klinger, M. (2016). Rapid large-area mapping of ice flow using Landsat 8. *Remote Sensing of Environment*, 185, 84-94. doi: 10.1016/j.rse.2015.11.023

- Firman (2020). Fast 2D phase unwrapping(https://github.com/mfkasim91/unwrap_phase), GitHub. Retrieved July 13, 2020.
- Flowers, G. E., Copland, L., & Schoof, C. G. (2014). Contemporary glacier processes and global change: Recent observations from kaskawulsh glacier and the donjek range, st. elias mountains. *Arctic*, 67(5 SUPPL.1), 22-34. doi: 10.14430/arctic4356
- Ford, A. L. J., Forster, R. R., & Bruhn, R. L. (2003). Ice surface velocity patterns on Seward Glacier, Alaska/Yukon, and their implications for regional tectonics in the Saint Elias Mountains. *Annals of Glaciology*, 36, 21-28
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., . . . Paul, F. (2013). A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340(6134), 852-857. doi: 10.1126/science.1234532
- Garner, A. J., Weiss, J. L., Parris, A., Kopp, R. E., Horton, R. M., Overpeck, J. T., & Horton, B. P. (2018). Evolution of 21st Century Sea Level Rise Projections. *Earth's Future*, 6(11), 1603-1615. doi: 10.1029/2018EF000991
- Gärtner-Roer, I. (2012). Sediment transfer rates of two active rockglaciers in the Swiss Alps. *Geomorphology*, 167-168, 45-50. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.04.013
- Gindraux, S., Boesch, R., & Farinotti, D. (2017). Accuracy assessment of digital surface models from Unmanned Aerial Vehicles' imagery on glaciers. *Remote Sensing*, 9(2). doi: 10.3390/rs9020186
- Goetz, J., Fieguth, P., Kasiri, K., Bodin, X., Marcer, M., & Brenning, A. (2019). Accounting for permafrost creep in high-resolution snow depth mapping by modelling sub-snow ground deformation. *Remote Sensing of Environment*, 231. doi: 10.1016/j.rse.2019.111275
- Grosval'd, M. S., & Kotlyakov, V. M. (1980). Impending climatic change and the fate of glaciers. *Polar Geography and Geology*, 4(2), 65-78. doi: 10.1080/10889378009377132
- Haeberli, W. (1985). Creep of Mountain Permafrost: Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (Zürich)*, 77
- Haeberli, W., & Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4), 258-265
- Hamilton, S. J., & Brian Whalley, W. (1995). Rock glacier nomenclature: A re-assessment. *Geomorphology*, 14(1), 73-80. doi: 10.1016/0169-555X(95)00036-5

- Harrington, J. S., Mozil, A., Hayashi, M., & Bentley, L. R. (2018). Groundwater flow and storage processes in an inactive rock glacier. *Hydrological Processes*, 32(20), 3070-3088. doi: 10.1002/hyp.13248
- Hayashi, M. (2020). Alpine Hydrogeology: The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World. *Groundwater*, 58(4), 498-510. doi: 10.1111/gwat.12965
- Hendrickx, H., Vivero, S., De Cock, L., De Wit, B., De Maeyer, P., Lambiel, C., . . . Frankl, A. (2019). The reproducibility of SfM algorithms to produce detailed Digital Surface Models: the example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier. *Remote Sensing Letters*, 10(1), 11-20. doi: 10.1080/2150704X.2018.1519641
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., & Arikan, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514-517, 1-13. doi: 10.1016/j.tecto.2011.10.013
- Humlum, O. (1982). Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 82(1), 59-66. doi: 10.1080/00167223.1982.10649152
- Huss, M., & Fischer, M. (2016). Sensitivity of very small glaciers in the swiss alps to future climate change. *Frontiers in Earth Science*, 4. doi: 10.3389/feart.2016.00034
- Huss, M., & Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8(2), 135-140. doi: 10.1038/s41558-017-0049-x
- Imaizumi, F., Nishiguchi, T., Matsuoka, N., Trappmann, D., & Stoffel, M. (2018). Interpretation of recent alpine landscape system evolution using geomorphic mapping and L-band InSAR analyses. *Geomorphology*, 310, 125-137. doi: 10.1016/j.geomorph.2018.03.013
- 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. doi: 10.1016/j.rse.2014.04.025
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*, 241, 98-121. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.03.034
- Johnson, P. G. (1978). Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory. *Can J Earth Sci*, 15(9), 1496-1507. doi: 10.1139/e78-155

- Johnson, P. G. (1980). Glacier- rock glacier transition in the southwest Yukon Territory, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 12(2), 195-204
- Johnson, P. G. (1983). Rock glaciers. A case for a change in nomenclature. *Geografiska Annaler, Series A*, 65 A(1-2), 27-34. doi: 10.1080/04353676.1983.11880071
- Johnson, P. G. (1986). Holocene Paleohydrology of the St. Elias Mountains, British Columbia and Yukon. *Géographie physique et Quaternaire*, 40(1), 47–53. doi:10.7202/032622ar
- Johnson, P. G. (1992). Stagnant glacier ice, St. Elias Mountains, Yukon. *Geografiska Annaler, Series A*, 74 A(1), 13-19. doi: 10.1080/04353676.1992.11880345
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Betts, R. A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific Reports*, 8(1). doi: 10.1038/s41598-018-21244-w
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Whalley, W. B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*, 193, 66-90. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.04.001.
- Jouvet, G., Weidmann, Y., van Dongen, E., Lüthi, M. P., Vieli, A., & Ryan, J. C. (2019). High-Endurance UAV for Monitoring Calving Glaciers: Application to the Inglefield Bredning and Eqip Sermia, Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 7. doi: 10.3389/feart.2019.00206
- Juliussen, H., & Humlum, O. (2008). Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgâhogna and Sölen, central-eastern Norway. *permafrost and periglacial processes*, 19(1), 1-18. doi: 10.1002/ppp.607
- Kellerer-Pirklbauer, A., Wangenstein, B., Farbrot, H., & Etzelmüller, B. (2008). Relative surface age-dating of rock glacier systems near Hólar in Hjaltadalur, northern Iceland. *journal of quaternary science*, 23(2), 137-151. doi: 10.1002/jqs.1117
- Kenner, R., Pruessner, L., Beutel, J., Limpach, P., & Phillips, M. (2020). How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. *permafrost and periglacial processes*, 31(1), 3-14. doi: 10.1002/ppp.2023.
- Kenyi, L. W., & Kaufmann, V. (2003). Estimation of rock glacier surface deformation using SAR interferometry data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6 PART II), 1512-1515. doi: 10.1109/TGRS.2003.811996
- Knight, J. (2019). A new model of rock glacier dynamics. *Geomorphology*, 340, 153-159. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.05.008

- Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Litt, M., Steiner, J. F., Treichler, D., Koch, I., & Immerzeel, W. W. (2018). Mapping surface temperatures on a debris-covered glacier with an unmanned aerial vehicle. *Frontiers in Earth Science*, 6. doi: 10.3389/feart.2018.00064
- Lamsters, K., Karušs, J., Krievāns, M., & Ješkins, J. (2019). Application of unmanned aerial vehicles for glacier research in the arctic and antarctic. Dans *Vide. Tehnologija. Resursi - Environment, Technology, Resources* (Vol. 1, pp. 131-135). doi: 10.17770/etr2019vol1.4130
- Langston, G., Bentley, L. R., Hayashi, M., McClymont, A., & Pidlisecky, A. (2011). Internal structure and hydrological functions of an alpine proglacial moraine. *Hydrological Processes*, 25(19), 2967-2982. doi: 10.1002/hyp.8144
- Liu, L., Millar, C. I., Westfall, R. D., & Zebker, H. A. (2013). Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: Inventory and a case study using InSAR. *Cryosphere*, 7(4), 1109-1119. doi: 10.5194/tc-7-1109-2013
- Liu, L., Zhang, T., & Wahr, J. (2010). InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(3). doi: 10.1029/2009JF001547
- Lu, Z. (2007). InSAR imaging of volcanic deformation over cloud-prone areas - Aleutian islands. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 73(3), 245-257. doi: 10.14358/PERS.73.3.245
- Lutjeharms, J. R. E., & Valentine, H. R. (1991). Sea-level changes: Consequences for the Southern Hemisphere. *Climatic Change*, 18(2-3), 317-337. doi: 10.1007/BF00139004
- Lyså, A., & Lønne, I. (2001). Moraine development at a small High-Arctic valley glacier: Rieperbreen, Svalbard. *Journal of Quaternary Science*, 16(6), 519-529. doi: 10.1002/jqs.613
- Marcer, M., Serrano, C., Brenning, A., Bodin, X., Goetz, J., & Schoeneich, P. (2019). Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the French Alps. *Cryosphere*, 13(1), 141-155. doi: 10.5194/tc-13-141-2019
- Mattar, K. E., Gray, A. L., van der Kooij, M. W. A., & Farris-Manning, P. J. (1994). Airborne interferometric SAR results from mountainous and glacial terrain. Dans *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (Vol. 4, pp. 2388-2390)
- Mernild, S. H., Liston, G. E., Hiemstra, C. A., Yde, J. C., & Casassa, G. (2018). Annual river runoff variations and trends for the Andes Cordillera. *Journal of Hydrometeorology*, 19(7), 1167-1189. doi: 10.1175/JHM-D-17-0094.1

- Mihalcea, C., Mayer, C., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Smiraglia, C., Lambrecht, A., . . . Tartari, G. (2008). Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 48, 49-57. doi: 10.3189/172756408784700680
- Millar, C. I., Westfall, R. D., & Delany, D. L. (2013). Thermal and hydrologic attributes of rock glaciers and periglacial talus landforms: Sierra Nevada, California, USA. *Quaternary International*, 310, 169-180. doi: 10.1016/j.quaint.2012.07.019
- Mimeau, L., Esteves, M., Zin, I., Jacobi, H. W., Brun, F., Wagnon, P., . . . Arnaud, Y. (2019). Quantification of different flow components in a high-altitude glacierized catchment (Dudh Koshi, Himalaya): Some cryospheric-related issues. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(9), 3969-3996. doi: 10.5194/hess-23-3969-2019
- Monnier, S., & Kinnard, C. (2015). Internal Structure and Composition of a Rock Glacier in the Dry Andes, Inferred from Ground-penetrating Radar Data and its Artefacts. *permafrost and periglacial processes*, 26(4), 335-346. doi: 10.1002/ppp.1846
- Nex, F., & Remondino, F. (2014). UAV for 3D mapping applications: A review. *Applied Geomatics*, 6(1), 1-15. doi: 10.1007/s12518-013-0120-x
- Niethammer, U., James, M. R., Rothmund, S., Travelletti, J., & Joswig, M. (2012). UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology*, 128, 2-11. doi: 10.1016/j.enggeo.2011.03.012
- Onaca, A., Ardelean, F., Ardelean, A., Magori, B., Sîrbu, F., Voiculescu, M., & Gachev, E. (2020). Assessment of permafrost conditions in the highest mountains of the Balkan Peninsula. *Catena*, 185. doi: 10.1016/j.catena.2019.104288
- Papke, J., Strozzi, T., Wiesmann, A., Wegmueller, U., & Tate, N. J. (2012). Rock glacier monitoring with spaceborne SAR in Graechen, Valais, Switzerland. Dans *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (pp. 3911-3914). doi: 10.1109/IGARSS.2012.6350557
- Paul, F., Winsvold, S. H., Kääb, A., Nagler, T., & Schwaizer, G. (2016). Glacier remote sensing using Sentinel-2. part II: Mapping glacier extents and surface facies, and comparison to Landsat 8. *Remote Sensing*, 8(7). doi: 10.3390/rs8070575
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., & Bamler, R. (2003). The shuttle radar topography mission - A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(4), 241-262. doi: 10.1016/S0924-2716(02)00124-7

- Remondino, F., & El-hakim, S. (2006). Image-based 3D modelling: A review. *Photogrammetric Record*, 21(115), 269-291. doi: 10.1111/j.1477-9730.2006.00383.x
- Rignot, E., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2011). Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. *geophysical research letters*, 38(10). doi: 10.1029/2011GL047109
- Rosen, P. A. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333-380. doi: 10.1109/5.838084
- Ryan, J. C., Hubbard, A. L., Box, J. E., Todd, J., Christoffersen, P., Carr, J. R., . . . Snooke, N. (2015). UAV photogrammetry and structure from motion to assess calving dynamics at Store Glacier, a large outlet draining the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 9(1), 1-11. doi: 10.5194/tc-9-1-2015
- Salzmann, N., Huggel, C., Rohrer, M., & Stoffel, M. (2014). Data and knowledge gaps in glacier, snow and related runoff research - A climate change adaptation perspective. *Journal of Hydrology*, 518(PB), 225-234. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.05.058
- Scambos, T. A., Dutkiewicz, M. J., Wilson, J. C., & Bindshadler, R. A. (1992). Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, 42(3), 177-186. doi: 10.1016/0034-4257(92)90101-O
- Shean, D. E., Bhushan, S., Montesano, P., Rounce, D. R., Arendt, A., & Osmanoglu, B. (2020). A Systematic, Regional Assessment of High Mountain Asia Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*, 7. doi: 10.3389/feart.2019.00363
- Short, N., Brisco, B., Couture, N., Pollard, W., Murnaghan, K., & Budkewitsch, P. (2011). A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3491-3506. doi: 10.1016/j.rse.2011.08.012
- Shukla, A., Arora, M. K., & Gupta, R. P. (2010). Synergistic approach for mapping debris-covered glaciers using optical-thermal remote sensing data with inputs from geomorphometric parameters. *Remote Sensing of Environment*, 114(7), 1378-1387. doi: 10.1016/j.rse.2010.01.015
- Singh, G., Nela, B. R., Bandyopadhyay, D., Mohanty, S., & Kulkarni, A. V. (2020). Discovering anomalous dynamics and disintegrating behaviour in glaciers of Chandra-Bhaga sub-basins, part of Western Himalaya using DInSAR. *Remote Sensing of Environment*, 246. doi: 10.1016/j.rse.2020.111885

- Spottiswoode, B. (2020). 2D phase unwrapping algorithms (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/22504-2d-phase-unwrapping-algorithms>), MATLAB Central File Exchange. Retrieved July 13, 2020.
- Swanger, K. M., Babcock, E., Winsor, K., & Valletta, R. D. (2019). Rock glaciers in Pearse Valley, Antarctica record outlet and alpine glacier advance from MIS 5 through the Holocene. *Geomorphology*, 336, 40-51. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.03.019
- Thomas, R. H. (1987). Future sea-level rise and its early detection by satellite remote sensing. *Progress in Oceanography*, 18(1-4), 23-40. doi: 10.1016/0079-6611(87)90024-3
- Tolotti, M., Cerasino, L., Donati, C., Pindo, M., Rogora, M., Seppi, R., & Albanese, D. (2020). Alpine headwaters emerging from glaciers and rock glaciers host different bacterial communities: Ecological implications for the future. *Science of the Total Environment*, 717. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.137101
- Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J. J., Mallorquí, J. J., Lopez-Sanchez, J. M., . . . Blanco, P. (2014). Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: A review of practical issues through cases in Spain. *Environmental Earth Sciences*, 71(1), 163-181. doi: 10.1007/s12665-013-2422-z
- Urbini, S., Bianchi-Fasani, G., Mazzanti, P., Rocca, A., Vittuari, L., Zanutta, A., . . . Frezzotti, M. (2019). Multi-Temporal investigation of the Boulder Clay Glacier and Northern Foothills (Victoria Land, Antarctica) by integrated surveying techniques. *Remote Sensing*, 11(12). doi: 10.3390/rs11121501
- Vachon, P. W., Geudtner, D., Mattar, K., Gray, A. L., Brugman, M., & Cumming, I. (1996). Differential sar interferometry measurements of athabasca and saskatchewan glacier flow rate. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 22(3), 287-296. doi: 10.1080/07038992.1996.10855184
- Wada, Y., Flörke, M., Hanasaki, N., Eisner, S., Fischer, G., Tramberend, S., . . . Wiberg, D. (2016). Modeling global water use for the 21st century: The Water Futures and Solutions (WFaS) initiative and its approaches. *Geoscientific Model Development*, 9(1), 175-222. doi: 10.5194/gmd-9-175-2016
- Wahrhaftig, C., & Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70(4), 383-436. doi: 10.1130/0016-7606(1959)70[383:RGITAR]2.0.CO;2
- Wang, X., Yang, T., Xu, C. Y., Yong, B., & Shi, P. (2019). Understanding the discharge regime of a glacierized alpine catchment in the Tianshan Mountains using an improved HBV-D hydrological model. *Global and Planetary Change*, 172, 211-222. doi: 10.1016/j.gloplacha.2018.09.017

- Wasowski, J., & Bovenga, F. (2014). Investigating landslides and unstable slopes with satellite Multi Temporal Interferometry: Current issues and future perspectives. *Engineering Geology*, 174, 103-138. doi: 10.1016/j.enggeo.2014.03.003
- Westoby, M. J., Dunning, S. A., Woodward, J., Hein, A. S., Marrero, S. M., Winter, K., & Sugden, D. E. (2016). Interannual surface evolution of an Antarctic blue-ice moraine using multi-temporal DEMs. *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 515-529. doi: 10.5194/esurf-4-515-2016
- Whalley, W. B., & Martin, H. E. (1992). Rock glaciers : II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16(2), 127-186. doi: 10.1177/030913339201600201
- Wigley, T. M. L., & Raper, S. C. B. (2005). Extended scenarios for glacier melt due to anthropogenic forcing. *geophysical research letters*, 32(5), 1-5. doi: 10.1029/2004GL021238
- Yordanov, V., Fugazza, D., Azzoni, R. S., Cernuschi, M., Scaioni, M., & Diolaiuti, G. A. (2019). Monitoring alpine glaciers from close-range to satellite sensors. Dans *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives* (2/W13 éd., Vol. 42, pp. 1803-1810). doi: 10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1803-2019
- Zhang, Y., Liu, S., Liu, Q., Wang, X., Jiang, Z., & Wei, J. (2019). The role of debris cover in catchment runoff: A case study of the Hailuoguo catchment, south-eastern Tibetan Plateau. *Water (Switzerland)*, 11(12). doi: 10.3390/w11122601
- Zhao, Z. (2020). Robust 2D phase unwrapping algorithm (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/68493-robust-2d-phase-unwrapping-algorithm>), MATLAB Central File Exchange. Retrieved July 14, 2020.