

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

**Évaluation du potentiel de la méthode par différence de phase copolaire de
l'onde radar (CPD) en bande-X pour l'extraction de l'épaisseur du couvert
nival arctique**

Joëlle Voglimacci-Stéphanopoli

Mémoire présenté pour l'obtention du grade Maitrise ès science géographiques (M.Sc.),
Cheminement environnement géographiques

Identification du jury

Directeur de recherche:

Dr Alexandre Langlois, Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines, Université de Sherbrooke

Codirecteur de recherche:

Dr Hugues Lantuit, Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research - University of Potsdam. Allemagne

Membres du jury interne:

Dr Alain Royer, Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines, Université de Sherbrooke

Membre du jury externe:

Dr Benoit Montpetit, National Wildlife Research Center, Environment and Climate Change Canada

Résumé

Les changements d'état du manteau neigeux dans le contexte de réchauffement global observé doivent être pris en compte pour améliorer notre compréhension empirique des processus régissant les interactions thermiques et radiatives au sein de la cryosphère. La variabilité spatio-temporelle du couvert nival fait en sorte que l'approche d'acquisition de données par les techniques traditionnelles, telle que la prise de mesure ponctuelle sur le terrain, ne peut répondre en totalité aux questions de recherche à l'échelle globale (Bokhorst *et al.*, 2016). Cette variabilité est une des contraintes principales dans le développement de modèles auxquelles les micro-ondes actives (radar à ouverture synthétique - RSO) peuvent répondre en surpassant les méthodes utilisant les micro-ondes passives en termes de résolution spatiale. Le suivi à haute résolution spatiale de l'épaisseur de la neige (SD) permettrait une meilleure paramétrisation des processus locaux qui dirigent la variabilité spatiale de la neige, qui est une limitation connue pour le développement de modèles dans ces régions (Domine *et al.*, 2018; King *et al.*, 2018; Meloche *et al.*, 2020). L'objectif général de l'étude est donc d'évaluer le potentiel du capteur TerraSAR-X (TSX) avec la méthode de changement de phase copolaire de l'onde (CPD) pour la caractérisation du couvert nival à haute résolution spatiale. Pour l'atteinte de cet objectif, les étapes suivantes ont été réalisées : (i) Quantifier la variabilité spatio-temporelle des propriétés géophysiques et de l'épaisseur du manteau neige dans un bassin versant arctique; (iii) Quantifier l'évolution de la neige en fonction de la couverture du sol et (iii) Corréler le signal du satellite TSX à l'épaisseur de neige en fonction des informations issues des propriétés nivales mesurée en (i) et les liens avec la couverture du sol quantifié en (ii). Cette étude a été la première à effectuer une caractérisation complète de la neige couvrant l'île Herschel, combinée à des données SAR. Grâce à l'utilisation d'une carte à haute résolution spatiale du couvert végétal disponible au projet, nous avons pu quantifier la variabilité de l'épaisseur de neige ainsi que l'index topographique d'humidité du sol (TWI). Le TWI a permis de mieux comprendre l'interaction onde-sol où un angle d'incidence élevé avec un TWI élevé ($>7,0$) permet d'extraire une corrélation entre l'épaisseur de neige et le CPD. Les travaux futurs devraient porter sur le développement d'un seuil de sensibilité du CPD au TWI et à l'angle d'incidence afin de cartographier l'épaisseur de la neige dans de tels environnements et d'évaluer le potentiel de l'utilisation d'outils d'interpolation pour compléter les cartes d'épaisseur de neige où l'approche par CPD n'est pas possible.

Abstract

Changes in the state of the snowpack in the context of observed global warming must be considered to improve our empirical understanding of the processes governing thermal and radiative interactions within the cryosphere. The spatiotemporal variability of the snowpack means that the data acquisition approach using traditional techniques, such as point measurements in the field, cannot fully address global-scale research questions (Bokhorst et al., 2016). This variability is one of the primary constraints in model development that active microwaves (synthetic aperture radar - SAR) can address by outperforming methods using passive microwaves in terms of spatial resolution. High spatial resolution monitoring of snow depth (SD) would allow for better parameterization of local processes that drive the spatial variability of snow, which is a known limitation for model development in these regions (Domine et al., 2018; King et al., 2018; Meloche et al., 2020). The overall objective of the study is therefore to evaluate the potential of the TerraSAR-X (TSX) sensor with the wave copolar phase difference (CPD) method for characterizing snow cover at high spatial resolution. To achieve this objective, the following steps were performed: (i) Quantify the spatio-temporal variability of geophysical properties and snowpack depth in an Arctic watershed; (ii) Quantify the evolution of snow as a function of land cover; and (iii) Correlate the TSX satellite signal to snow depth based on information from snow properties measured in (i) and the links to land cover quantified in (ii). This study was the first to perform a complete characterization of the snow covering Herschel Island, combined with SAR data. Using a high spatial resolution vegetation classification available to the project, we were able to quantify the variability of snow depth as well as the topographic soil wetness index (TWI). The TWI provided a better understanding of the electromagnetic wave-ground interaction where a high incidence angle with a high TWI (>7.0) allows us to extract a correlation between snow depth and CPD. Future work should focus on developing a threshold for the sensitivity of CPD to TWI and incidence angle to map snow depth in such environments and to evaluate the potential of using interpolation tools to supplement snow depth maps where the CPD approach is not possible.

Table des matières

Résumé	ii
Abstract.....	iii
Listes des figures	vii
Liste des figures de l'article.....	viii
Listes des tableaux.....	ix
Listes des tableaux de l'article.....	ix
Listes des annexes	x
Glossaire	xi
Remerciements	xii
1. Introduction	1
1.1. Mise en contexte	1
1.2. Problématique	1
1.2. Objectifs et hypothèses	2
1.3. Plan du mémoire	3
2. Cadre théorique.....	4
2.1. Propriétés physiques du couvert de neige	4
2.1.1. Régime de métamorphisme	4
2.1.2. Caractéristiques physiques propres au manteau neigeux arctique.....	5
2.2. Caractérisation de la neige par télédétection	6
2.2.1. Capteurs et méthodes	6
2.2.2. Propriétés diélectriques micro-ondes de la neige.....	10
2.2.3. Différence de phase co-polaire de l'onde	12
3. Détails sur les données et méthodes	16
3.1. Organigramme	16
3.2. Site d'étude	17
3.2.1. Classification végétale et écologique.....	17
3.2.2. Classification des profils de neige	20

4. Potentiel de la différence de phase copolaire (CPD) en bande X pour l'estimation de l'épaisseur de neige arctique	21
4.1. Présentation de l'article scientifique	21
1.0 Introduction	22
2.0 Background: Co-polar phase difference—snow structure.....	24
2.1. Arctic snow properties	24
2.3. Co-polar coherence	24
2.4. Co-polar phase difference	25
3.0 Data and Methods	25
3.1. Study site.....	25
3.2. Snow distribution over Ice creek	27
3.2.1. Snow measurements	27
3.2.2. Vegetation units.....	28
3.3. Snow- SAR correlation.....	30
3.3.1. SAR acquisition and preprocessing.....	30
3.3.2. Linking snow depth to CPD	31
4.0 Results	32
4.1. Snow distribution.....	32
4.1.1. Snow depth and depth hoar fraction along transects	32
4.1.2. Snow characteristics by vegetation classes	33
4.2. TerraSAR-X results	36
4.2.1. Spatial and temporal evolution of CPD	36
4.2.2. Retrieving SD per vegetation class using CPD	37
5.0 Discussion.....	39
5.1. Snow distribution on Qikiqtaruk-Herschel Island	39
5.2. CPD Spatio-temporal evolution and SD correlation.....	40
6.0 Conclusion	42
References	43
Appendix B: Statistical analysis assumptions and results	49
Homoscedasticity	49

Autocorrelation	49
5. Résultats complémentaires	51
5.1. Régressions linéaires par écoclasse	51
6. Conclusion générale	53
6.1. Vérifications des hypothèses.....	54
6.1.1. Développement d'une relation empirique entre le changement de phase copolaire et la structure du manteau neigeux	54
6.1.2. Dépendance le changement de phase copolaire de l'onde à la végétation au sol	54
6.2. Perspectives.....	55
Références	56

Listes des figures

- Figure 1 :** Caractéristiques du manteau neigeux et un exemple dans un contexte de toundra. **(A)** Exemple de grains ronds se formant dans le manteau neigeux lorsque le gradient de température est inférieur à 0,1-0,2 °C/cm et que la température est supérieure à -6 °C (tiré de Colbeck, 1982). **(B)** Exemple de givre de profondeur se formant lors de gradient de température supérieure à 0,1-0,2 °C/cm (tiré de Colbeck, 1982). **(C)** Les principales couches retrouvées dans les profils de neiges arctiques (Crédits : Joëlle Voglimacci-Stéphanopoli, Yukon, Canada)..... 5
- Figure 2 :** L'onde électromagnétique est composée d'un champ magnétique (M) et d'un champ électrique (E) provenant d'une source donnée (i.e. : un capteur radar). L'onde parcourue est caractérisée par sa longueur d'onde (λ), sa fréquence (f). La polarisation est décrite sur un plan perpendiculaire à la propagation d'une onde (en jaune) et est alors décomposée selon la direction d'oscillation de l'onde électromagnétique (verticale ou horizontale). 7
- Figure 3 :** La polarisation consiste à la direction d'oscillation de l'onde électromagnétique parallèle à un axe. Elle peut être définie par rapport aux directions horizontale (H) et verticale (V). Il est alors possible de combiner ces modes pour avoir une transmission-réception de même polarisation (HH et VV) ou de polarisation orthogonale (HV et VH). Source : RNCAN (2015). 9
- Figure 4 :** Géométrie d'une particule sphéroïdale dans un plan de référence spatiale (x,y,z) et associé au cadre de référence du radar(h,v,k). k est la direction de propagation du signal radar et θ est l'angle d'incidence. a_x , a_y et a_z sont les dimensions de la particule qui définisse le DoA, où $a_x = a_y$. LOS réfère à la ligne de trajectoire du signal radar (Line Of Sight) (adapté de Leinss et al., 2014; Parrella et al., 2016)..... 11
- Figure 5 :** Géométrie de la pénétration de l'onde en fonction mode de polarisation dans un médium d'intérêt (adapté de Schönfeldt, 2018). k est le nombre d'onde et R une distance donnée. En connaissant l'indice de réfraction (n_H et n_V) d'un médium, il est possible d'extraire une épaisseur en fonction de l'anisotropie moyenne d'une couche..... 14
- Figure 6 :** modèle de métamorphisme de la neige, tiré de Leinss et al. (2014). (b) Les cristaux de neige tendent à se placer à l'horizontal en fonction de leur forme et sous l'effet de la compression par gravité. Suit la métamorphisation de cristaux de neige selon le régime de métamorphisme (e.g. : grains ronds en (c) ou givre de profondeur en (d)). Une tendance verticale des grains de neige est alors observée. 15
- Figure 7 :** Organigramme résumant la méthodologie appliquée dans le cadre du projet. 16

Liste des figures de l'article

Figure A. 1 : Phase shift can also be caused by scattering effects within the snowpack or by surface roughness (including vegetation) (Credit: A.Wendleider)	25
Figure A. 2 : (a) Location of the study site in the Arctic (b) Visual extent of TerraSAR-X passages on Qikiqtaruk Herschel Island (c) Ice Creek study site including the location of measurements. The black crosses were revisited during each TerraSAR-X acquisitions (Imagery provided by Worldview 01.01.1001, True Color). The meteorological station belongs to Environment and Climate Change Canada (ECCC).....	26
Figure A. 3 : Vegetation classes occurring in the Ice Creek catchment: (a) irregular and hummocky terrain observed in Lupine class (Credit: M. Fritz) (b) Low vegetation on well drained area (such as Dryas) (Photo by the author) and (c) Shrub and wetland (such as Coltsfoot class) (Credit: M. Fritz). (d) Vegetations unit's distribution in the study area (from Obu et al. (2017) as defined initially by Smith et al. (1989). The classes in grey are not include in the analysis.	29
Figure A. 4 : Snow depth (SD) transects surveyed in the Ice Creek catchment. Transect #1 and transect #2 shows snow depth (solid line) and altitude (m.a.s.l., dashed line) along transect. Mean Depth hoar (DH) ratio are indicated along transects by proportional size. 1a, 1b and 2c contain one observation. See Fig. 2c for their location in the catchment.	33
Figure A. 5 : (a) Average CPD and (b) Average CCOH by vegetation class with interval of confidence (95%) for orbit 24 (31°, descending). Pixels values were extracted from GPS dataset (see Fig. 2c), where $N_{\text{Coltsfoot}} = 33$, $N_{\text{Dryas}} = 140$, $N_{\text{Lupine}} = 118$, $N_{\text{Shrub}} = 29$. Winter period (mid-September to mid-May) is shows in shaded area. Windows pixels size is 1x1 pixel (5x5m). (c) Meteorological data from Qikiqtaruk Herschel Island station (dataset from Environment Canada (2021)). The meteorological station is not equipped with a telemetry system and since the island is inaccessible during the winter, the lack of data during the winters 2015 and 2018 was caused by a malfunction of the station.....	37
Figure A. 6 : Correlation analysis between CPD and snow depth.	42

Listes des tableaux

Tableau 1 : Description des classes de végétation proposée par Smith et al. (1989).	19
Tableau 2 : Description des classes écologique définies par Smith et al. (1989) et des classes de végétation dominante associée.....	20
Tableau 3 : Résultats d'analyse de régressions linéaires entre l'épaisseur de neige et le CPD regroupés par écoclasses et par orbites L'écart type est extrait au moyen de la technique de « Bootstrap avec remplacement » (Bootstrap = 1000).....	52

Listes des tableaux de l'article

Table A. 1 : In situ measurements during the 2019 field campaign	28
Table A. 2 : TSX acquisition on Qikiqtaruk-Herschel Island. All orbits were used for linear regression with in situ snow measurements. Orbit 24 has a sufficient time series and was used to extract temporal evolution of CPD.....	31
Table A. 3 : Averaged SD and DHF for each of the vegetation class	35
Table A. 4 : Post-hoc analysis with Games-Howell for snow depth in vegetation classes (non-parametric test). Each row present variance between snow depth means from two different groups. All vegetation groups were tested on each other.....	35
Table A. 5 : Post-hoc analysis with Games-Howell for the TWI (non-parametric test). Each row present variance between TWI means from two different groups. All vegetation groups were tested on each other.....	35
Table A. 6 : R-squared, p-value and standard deviation ($R^2 \pm \text{std}$ [$\text{pvalue} \pm \text{std}$]) results from linear regression analysis between SD and CPD obtained by vegetation classes and by orbits. The confidence interval was measured using the “Bootstrap with replacement” resampling technique (Nbootstrap = 1000). The standard deviation of r-squared and the p-value obtained by the technique are indicated in the results whose variance is explained to more than 50%	38
Table A. 7 : Comparison of snow characteristics with Royer et al. (2021) classification. Mean temperature was extracted from 1974-2019 meteorological station from Qikiqtaruk Herschel Island and for the winter season (December to March as define by Royer et al (2021)).....	40

Listes des annexes

ANNEXE 1 : TESTS STATISTIQUES	LXIV
ANNEXE 2 : CLASSIFICATION DES PUITS DE NEIGE.....	LXIX

Glossaire

AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System

AWI: Alfred-Wegener-Institute

CPD: Phase copolaire de l'onde radar (Copolar Phase Difference)

DH: Givre de profondeur (Depth hoar)

DHF: Fraction de givre de profondeur (Depth hoar fraction)

DLR: Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt

DoA: Degré d'anisotropie (Degree of anisotropy)

GIEC: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (Intergovernmental Panel on Climate Change)

MODIS: The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA: National Aeronautics and Space Administration

SD: Épaisseur de neige (Snow depth)

SMMR: Scanning Multichannel Microwave Radiometer

SSMIS: Special Sensor Microwave Imager/Sounder

SSM/I: Special Sensor Microwave/Imager

SWE: Équivalence en eau de la neige (Snow water equivalent)

TSX: TerraSAR-X

WS: Plaque à vent (Wind slab)

Remerciements

« Tu sais que plusieurs se sont cassé les dents sur ce sujet »

Douce introduction à la maitrise, face à des chercheurs de renom dans le domaine de la neige et du radar. Bien qu'intimidant aux premiers abords, cette phrase cache un bel exercice d'humilité et un appel au défi. Le monde de la recherche est pour moi un appel à relever des défis et à laisser cours la créativité.

À ce sujet, je tiens à remercier d'abord mes directeurs de recherche, Dr Alexandre Langlois et Dr Hugues Lantuit. Merci pour cette opportunité que vous m'avez offerte et surtout la liberté de mener un projet de recherche selon mes ambitions et intérêts. Je suis très reconnaissante pour cette chance qui n'est pas nécessairement offerte à tous les étudiants de maitrise ! J'espère que cette expérience a permis de répondre à vos attentes.

Ich vielen Danke dem DLR Team. I wished I would have learned more german to express how I am grateful to have spent time with your team. Thank Samuel Stettner to introduce me to the group and Achim Roth for this opportunity. Thank Anna Wendleder for all the support you gave with TSX.

Merci à l'équipe qui a fait partie de la campagne terrain : Vincent Sasseville, cher compagnon de puits de neige! Ce fut un plaisir d'échanger des connaissances, de la spatialisation de la neige à la physique, un *snowpit* à la fois. Special thanks to all the team with us on Qikiqtaruk-Herschel Island: Juliane Wolter, Louis-Philippe Roy, George Tanski, Jan Kahl, Andreas Richter, Peter Archie, Edward and Samuel McLeod. Because Arctic science is not just about science itself, all the logistic and preparation is a team effort. This is way more valuable when you work with international teams from different horizons. I will keep a great memory from this expedition with you. Science is fun!

Merci à mes collègues et amis du GRIMP. Mention spéciale à Jean-Benoît Madore et Paul Billecocq pour les nombreux coups de main en programmation ! Le chemin aurait été beaucoup plus ardu sans votre aide.

Ce projet de recherche m'a value de nombreuse opportunité d'échanger avec des scientifiques et qui ont permis de rehausser la qualité de mon travail. Je tiens à remercier Dr Jean-Pierre Dedieu, Dr Joshua King et Dr Benoit Montpetit pour leurs suggestions liées au traitement du radar dans le contexte de neige arctique à différentes étapes de mon projet. Thanks to Silvan Leinss for several email exchange in the early steps of the project about the CPD method.

Finalement, merci aux organismes qui ont subventionné et soutenu ce projet de maîtrise, soit le programme EU Horizon 2020 et le projet Nunataryuk, Mitacs-Globalink, Savoir Polaire Canada et son programme de Formation Scientifique dans le Nord (PFSN), l'Université de Sherbrooke, le Groupe de Recherche Interdisciplinaire sur les Milieux Polaires (GRIMP), le groupe de recherche *Coastal permafrost erosion, organic carbon and nutrient release in the Arctic nearshore zone* (COPER), le Département de Géomatique appliquée et le Centre d'Études Nordiques (CEN).

Et finalement merci Alain pour le défi. Je crois que mes dents se portent bien, malgré tout.

Cheers!

1. Introduction

1.1. Mise en contexte

La cryosphère, qui se définit d'abord par la présence de l'eau sous forme solide, est particulièrement sensible aux changements climatiques. Les effets de ces changements sont observables notamment par la réduction dans l'extension de la glace de mer (IPCC, 2019; Senneville *et al.*, 2014; Serreze et Barry, 2011) par la dégradation du pergélisol (Biskaborn *et al.*, 2019) ou encore par la diminution de la couverture neigeuse (IPCC, 2019; Vaughan *et al.*, 2013).

La neige est une composante clé de la cryosphère jouant un rôle crucial dans les processus écologique et hydrologique. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) démontre que la diminution de durée de couverture neigeuse moyenne de 5 jours par décennie à travers le globe. La neige est essentielle dans l'alimentation en eau des nappes phréatiques et des rivières et donc la diminution impacte directement les communautés, notamment dans l'approvisionnement en eau potable ou pour l'agriculture (IPCC, 2019). L'albédo de la neige joue aussi un rôle essentiel bilan radiatif de la Terre par la réflexion du rayonnement solaire à la surface du manteau neigeux. En raison de ses propriétés radiatives et isolantes, les changements observées dans les dernières décennies ont des conséquences sur les écosystèmes arctiques, puisqu'elle est un élément clé, notamment pour la caractérisation d'habitats et la survie d'espèces (Dolant *et al.*, 2018; Poirier *et al.*, 2019), le régime thermique du sol (Goodrich, 1982 ; Stieglitz *et al.*, 2003 ; Zhang, 2005) ou encore pour la croissance et la survie de la végétation (Berteaux *et al.*, 2017; Kankaanpää *et al.*, 2018; Myers-Smith *et al.*, 2011a). Les modifications du couvert nival doivent donc être pris en compte pour améliorer les connaissances empiriques des processus qui gouvernent les interactions thermique et radiative avec la cryosphère

1.2. Problématique

. La caractérisation de la neige soulève toutefois un défi, causé entre autres par la forte hétérogénéité verticale dans la structure et dans la distribution spatiale de l'épaisseur (e.g. : Rutter *et al.*, 2014; Thompson *et al.*, 2016; Wilcox *et al.*, 2019). Il convient donc de développer des méthodes de suivi à haute résolution spatiale et temporelle pour l'échelle locale puisqu'elle demeure un défi technique d'actualité (Bokhorst *et al.*, 2016 ; Leinss *et al.*, 2014 ; Shi, 2008).

La faible quantité de données in situ et l’accessibilité restreinte aux territoires sont des contraintes non négligeables qui représentent des coûts élevés et une planification logistique importante (Bokhorst *et al.*, 2016 ; Riseborough *et al.*, 2008 ; Stettner *et al.*, 2018). La variabilité spatio-temporelle du couvert nival fait en sorte que l’approche d’acquisition de données par les techniques traditionnelles, telle que la prise de mesure ponctuelle sur le terrain, ne peut répondre en totalité aux questions de recherche à l’échelle globale (Bokhorst *et al.*, 2016). Cette variabilité, couplée à la rareté des données, représente alors une des contraintes principales dans le développement de modèles de neige ou encore dans le développement de schémas de surface pour les modèles climatiques (Domine *et al.*, 2018; Langlois *et al.*, 2012; Meloche *et al.*, 2020).

Les méthodes de suivi actuelles par micro-ondes passives, bien que largement utilisées de façon opérationnelle, souffrent d’incertitudes importantes en raison de la résolution grossière des observations satellites (*e.g.*: Frei *et al.*, 2012). La variabilité du paysage sera alors mal représentée sans oublier l’incertitude sur les propriétés de la neige (microstructure, épaisseur, stratification, etc.). Une approche de suivi par télédétection à haute résolution spatiale permettrait donc une amélioration de la compréhension empirique des processus gouvernant l’évolution du couvert nival et des propriétés thermiques du sol en régions polaires.

1.2. Objectifs et hypothèses

L’interprétation du signal radar est essentielle afin d’émettre des modèles qui auront une marge d’erreur réduite pour la caractérisation du couvert nival à l’échelle locale. L’objectif général de l’étude est d’évaluer le potentiel de TerraSAR-X (TSX) pour quantifier l’épaisseur de neige à haute résolution spatiale. L’atteinte des objectifs spécifiques suivants permettra de répondre à cette question :

- (i) Quantifier la variabilité spatio-temporelle des propriétés géophysiques et de l’épaisseur du manteau neige dans un bassin versant arctique;
- (ii) Quantifier l’évolution de la neige en fonction de la couverture du sol;
- (iii) Corréler le signal du satellite TSX à l’épaisseur de neige en fonction des informations issues des propriétés nivales mesurée en (i) et les liens avec la couverture du sol quantifié en (ii)

Les hypothèses suivantes sont posées :

- a) Le changement de phase copolaire (CPD) extrait par le capteur TSX est sensible à l'épaisseur de neige grâce à sa longueur d'onde (3,1 cm) et la différence de phase entre les polarisation verticale (V) et horizontale (H). Il est donc attendu d'observer une corrélation entre l'épaisseur de neige et le CPD.
- b) Puisqu'il est attendu que la pénétration du signal radar atteigne l'interface sol – neige, il est attendu que les résultats de corrélation attendue en a) soient dépendants des caractéristiques physiques du sol (rugosité, humidité, couverture du sol), comme la végétation.

1.3. Plan du mémoire

Le mémoire se décline en six chapitres, en commençant par l'introduction. Le deuxième chapitre porte sur le cadre théorique, apportant des détails sur les propriétés du manteau neigeux et des caractéristiques spécifiques à la neige dans un contexte arctique. Ce chapitre se penche aussi sur l'interaction du signal radar avec le couvert nival et des défis qui y sont associés. Le troisième chapitre apporte des détails méthodologiques qui ne sont pas abordés dans l'article, appuyé par la présentation de l'organigramme résumant les méthodes utilisées. Le quatrième chapitre présente l'article qui sera soumis au journal *The Cryosphere* et est suivi par un cinquième chapitre présentant des résultats complémentaires qui ne sont pas présentés dans l'article. Un dernier chapitre porte finalement sur la conclusion du travail et des perspectives de recherche sur le sujet.

2. Cadre théorique

2.1. Propriétés physiques du couvert de neige

Les divers processus qui régissent la structure du couvert de neige exercent une influence sur sa signature électromagnétique. Une multitude de produits de la télédétection permettent de développer un suivi du couvert de neige à différentes échelles (Derksen *et al.*, 2012 ; Hall, 1995 ; King *et al.*, 2015 ; Leinss *et al.*, 2014 ; Shi, 2008). Trois types de capteurs installés sur des plateformes spatiales se distinguent : la télédétection optique, les micro-ondes passives et finalement les micro-ondes actives (Frei *et al.*, 2012 ; Shi, 2008). Le sujet de la présente revue de littérature se concentrera sur les méthodes existantes pour extraire de l'information sur la couverture neigeuse. Il est à mentionner que d'autres technologies existent pour caractériser la neige, telles que la modélisation et les capteurs sur des plateformes aériennes ou au sol (Langlois *et al.*, 2012 ; Yueh *et al.*, 2009). Avant tout, un aperçu des propriétés physiques du manteau neigeux est expliqué.

2.1.1. Régime de métamorphisme

Le couvert nival est influencé par deux types de régimes de métamorphisme, soit celui de la neige mouillée (température au point de fusion), ou encore celui de la neige sèche (température $< 0^{\circ}\text{C}$; Bernier *et al.*, 2016 ; Madore, 2016; Colbeck, 1982). Ces régimes se mettent en place en fonction du gradient de température dans le couvert neigeux ainsi qu'en fonction de son contenu en eau liquide (Madore, 2016). En Arctique, on retrouve généralement un régime de métamorphisme de neige sèche (cinétique ou d'équilibre) en raison des températures inférieures à 0°C la majeure partie de la saison hivernale. Les processus de sublimation et de condensation dans le couvert de neige sont donc dominants (Berteaux *et al.*, 2017). Le métamorphisme d'équilibre est caractérisé par une modification de la forme de grains où les convexités subliment par le biais d'une pression de vapeur plus élevée en l'absence d'un gradient de température élevé. Cette sublimation mène à une redistribution de masse dans les concavités, contribuant ainsi à la formation de grains ronds (figure 1A). À l'inverse, le métamorphisme de neige cinétique se déroule lorsqu'un fort gradient de température est observé ($0,1\text{-}0,2^{\circ}\text{C/cm}$, Colbeck, 1982). Celui-ci cause un gradient de vapeur issu de l'interface sol-neige qui migre verticalement dans le couvert. La vapeur se condense et gèle sur les cristaux de neige ce qui provoque du facettage. Lorsque ce processus est soutenu dans le

temps, une couche de givre de profondeur se développe et les grains peuvent dépasser 1 cm de diamètre (figure 1B).

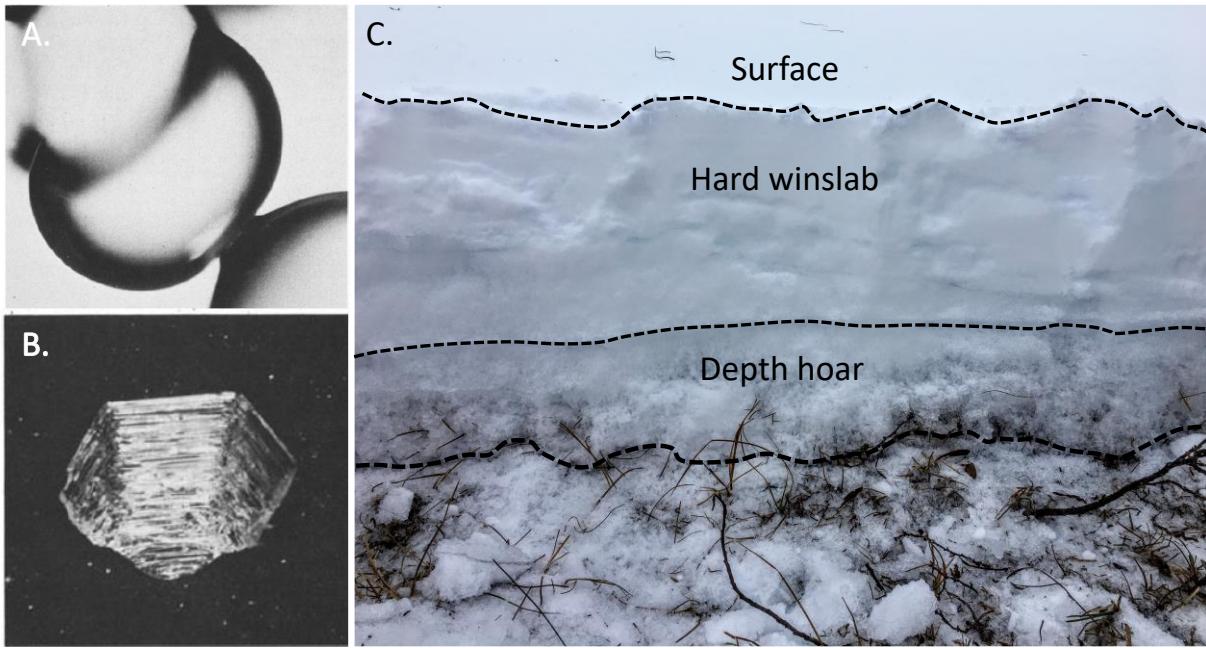


Figure 1 : Caractéristiques du manteau neigeux et un exemple dans un contexte de toundra. **(A)** Exemple de grains ronds se formant dans le manteau neigeux lorsque le gradient de température est inférieur à $0,1\text{--}0,2\text{ }^{\circ}\text{C/cm}$ et que la température est supérieure à $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (tiré de Colbeck, 1982). **(B)** Exemple de givre de profondeur se formant lors de gradient de température supérieure à $0,1\text{--}0,2\text{ }^{\circ}\text{C/cm}$ (tiré de Colbeck, 1982). **(C)** Les principales couches retrouvées dans les profils de neiges arctiques (Crédits : Joëlle Voglimacci-Stéphanopoli, Yukon, Canada).

2.1.2. Caractéristiques physiques propres au manteau neigeux arctique

La couverture neigeuse en Arctique se caractérise la plupart du temps par deux principales couches (figure 1C, Sturm *et al.*, 2008). D'abord, la couche supérieure est très dense à la suite des effets combinés d'érosion par le vent et de sublimation de convexités modifiant les grains de neige en grain ronds favorisant la fusion entre ceux-ci (*sintering*). Cette couche de plaque à vent (*Hard wind slab*) très compacte a alors une haute densité ($>330\text{ kg m}^{-3}$). Ce type de neige a une conductivité thermique élevée, oscillant autour de $0,65\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Ensuite, la couche inférieure consiste généralement à du givre de profondeur (*Depth hoar*) qui se développe sous un régime de métamorphisme cinétique en condition de neige sèche. Cette couche, de manière générale, a une très faible cohésion et possède une conductivité thermique beaucoup plus faible que la couche supérieure de l'ordre de $0,025\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Berteaux *et al.*, 2017 ; Domine *et al.*, 2016).

Une étude de Royer et al. (2021) démontre que l'épaisseur de neige, la densité, la taille des grains et la fraction de givre de profondeur sont intimement liées aux types de végétation dans les régions nordiques. Ainsi, cette étude propose une nouvelle classification de la neige afin de remplacer la

classification de Sturm et al. (1995). Cette classification a été définie en trois catégories : neige de forêt boréale, de toundra et la neige de désert polaire. La neige de toundra ($58\text{--}74^{\circ}\text{N}$) qui est retrouvée au site d'étude se caractérise par une épaisseur de neige mince (20 à 50 cm), une couche basale de givre de profondeur et une couche de plaque à vent subdivisé par une couche de cristaux neige facettée (Domine, *et al.*, 2018; Royer *et al.*, 2021; Sturm *et al.*, 2008). La présence de buissons (*shrubs*) influence de manière considérable la structure du manteau neigeux, en favorisant la formation de givre de profondeur (Domine *et al.*, 2016). L'expansion de la végétation observée dans l'ensemble du Nord canadien implique alors un enjeu dans le dégel du pergélisol (*e.g.* : Domine *et al.*, 2016; Myers-Smith *et al.*, 2011; Wilcox *et al.*, 2019), puisqu'il a été observé que la fraction de givre de profondeur suit l'épaisseur de neige totale comme facteur crucial dans l'augmentation des températures du sol pendant l'hiver (Gouttevin *et al.*, 2018).

2.2. Caractérisation de la neige par télédétection

2.2.1. Capteurs et méthodes

Télédétection optique

Les capteurs optiques sont utilisés depuis de nombreuses années pour le suivi de l'étendue spatiale de la neige (Bernier *et al.*, 2016; Frei *et al.*, 2012; Stettner *et al.*, 2018). La neige réfléchit une grande proportion des ondes du visible dans le spectre électromagnétique, où l'albédo varie de 80 % à 90 % en fonction de la présence d'impureté, de la teneur en eau liquide en surface ou de la morphologie des grains (Berteaux *et al.*, 2017; Frei *et al.*, 2012). Sa signature spectrale permet, en l'absence de nuages et en présence d'éclairement solaire, de discriminer fortement la neige dans le spectre du visible (380–760 nm) par rapport aux sols dépourvus de neige (Hall, 2004). Ainsi, on obtient des informations sur l'étendue spatiale et le type de neige. La première carte d'enneigement issu d'imagerie spatiale a été accomplie en 1966 (Hall, 1995). Les capteurs ont dès lors évolué depuis. Le produit de MODIS (*The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), par exemple, est couramment utilisé dans le spectre du visible pour cartographier le couvert nival. Lancé sur les satellites Terra et Aqua de la NASA, ce capteur a l'avantage particulier de fournir un produit sur l'étendue spatiale de la neige à une résolution de 500 mètres (Frei *et al.*, 2012). Sa résolution spectrale est de 36 bandes (Frei *et al.*, 2012). Les capteurs permettent, entre autres, d'extraire de l'information sur la fraction du sol enneigé. Ces derniers restent limitants lors de la caractérisation du profil vertical de la neige. La sensibilité à la couverture neigeuse et la

dépendance à l'ensoleillement font d'autant plus défaut à la collecte d'information. Les capteurs micro-onde peuvent compléter sur ce point, étant donné qu'ils ont la capacité de « voir » à travers les nuages et qu'ils émettent leur propre énergie.

Le spectre micro-ondes et la polarisation

L'étendue des micro-ondes dans le spectre électromagnétique se retrouvent dans le spectre des hyperfréquences (0,1 cm – 100 cm). Les capteurs radars traduisent l'interaction d'une cible donnée avec l'onde électromagnétique transmises par l'intensité du signal rétrodiffusé (σ^0).

L'onde électromagnétique est composée d'un champ magnétique (M) et d'un champ électrique (E) qui varient dans le temps. L'onde prend une forme sinusoïdale décrite par la longueur de l'onde (λ), la fréquence (f), la phase et la polarisation (figure 2).

La polarisation est une propriété électromagnétique du rayonnement défini par la direction d'oscillation de l'onde électromagnétique parallèle à un axe (Campbell, 2008). La polarisation est alors donnée par la direction d'oscillation de l'onde (figure 2). La phase est le nombre d'ondes à une distance données (*i.e.* : distance capteur-cible). Alors que l'intensité partage une information sur la rugosité et l'humidité, la décomposition polarimétrique, obtenue avec la phase permet d'indiquer une information supplémentaire sur la structure d'une cible donnée.

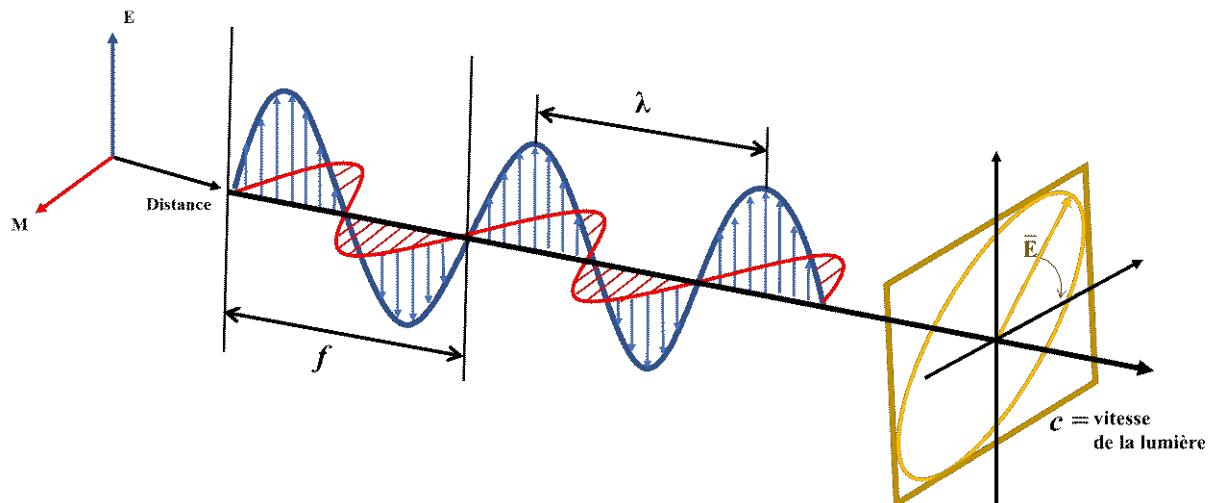


Figure 2 : L'onde électromagnétique est composée d'un champ magnétique (M) et d'un champ électrique (E) provenant d'une source donnée (*i.e.* : un capteur radar). L'onde parcourue est caractérisée par sa longueur d'onde (λ), sa fréquence (f). La polarisation est décrise sur un plan perpendiculaire à la propagation d'une onde (en jaune) et est alors décomposée selon la direction d'oscillation de l'onde électromagnétique (verticale ou horizontale).

Micro-ondes passives

La sensibilité du signal micro-ondes aux propriétés diélectriques de la neige, comme la teneur en eau, sa température et sa densité permettent d'extraire de l'information sur l'équivalence en eau de la neige (SWE) (Bernier et al., 2016; Frei et al., 2012; Mätzler, 1987). Les capteurs à micro-ondes passives, qui mesurent le rayonnement émis (i.e. température de brillance), sont largement utilisés dans ce domaine puisque la disponibilité des images est quasi-journalière depuis 1979. On reconnaît par exemple les capteurs SMMR, SSM/I et SSMIS qui couvre une période de 1978 à aujourd’hui (NSIDC, 2021) ou encore le capteur AMSR-E et AMSR2 qui couvrent les périodes de 2002 à 2011 et de 2012 à aujourd’hui. L’aspect temporel de la base de données micro-ondes passives est avantageux pour les études climatiques à l’échelle globale (Knowles et al., 2006). Cependant, la résolution spatiale grossière (3-25 km) devient limitante lorsqu'il est question d'étudier des processus à plus petite échelle comme les changements dans le régime thermique des sols (Davesne et al., 2017; Gisnås et al., 2016; Gouttevin et al., 2018). L’impact peut être significatif comme il a été démontré par Gisnås *et al.* (2016) qui met en évidence une variabilité de 6 °C dans les températures du sol dans une cellule de 1 km², causée par la variation spatiale de l’épaisseur de neige dans la chaîne alpine norvégienne. La variation spatiale dans la stratigraphie du manteaux neigeux a aussi été observé en arctique par Rutter *et al.* (2014). L’épaisseur de la couche basale de grivre de profondeur, par exemple, est fortement influencé par la microtopographie.

Micro-ondes actives (radar)

La télédétection active, telle que le radar (*RAdio Detection And Ranging*), présente des avantages dans le suivi de la neige. Premièrement, tout comme les micro-ondes passives, le radar est indépendant des conditions d’éclairage et est sensible au volume de neige (Frei *et al.*, 2012 ; Leinss *et al.*, 2014 ; Shi, 2008). De plus, la télédétection radar offre une très haute résolution spatiale des images, de l’ordre de quelques mètres (Shi, 2008) présentant ainsi le potentiel de caractérisation des processus locaux. Le signal de retour mesuré est la portion rétrodifusée par la cible vers le capteur ce qui permet d’obtenir de l’information sur le volume visé (i.e. le couvert de neige) en fonction de la fréquence. Les bandes L (1-2 GHz), C (4-8 GHz) et X (8-12,5 GHz) sont couramment utilisées en télédétection active (Rondeau-Genesse, 2015 ; Shi, 2008 ; King et al., 2018). Concrètement, les fréquences radar sont plus faibles que les micro-ondes passives, du moins pour les missions spatiales actuellement opérationnelles. Ces basses fréquences présentent le défi

d'interagir avec le couvert nival par rapport aux plus hautes fréquences radar qui permettent normalement une meilleure interaction avec le volume visé (Rondeau-Genesse, 2015). Dans le cadre de la caractérisation de la neige, les bandes de hautes fréquences radar sont donc plus favorables. Dès 1987, des chercheurs soulignent d'ailleurs que la bande X pourrait être considérée comme optimale dans la cartographie de neige mouillée (Rott et Mätzler, 1987). Des réserves sont néanmoins émises quant à la capacité de cartographier la neige sèche, car elle est plus transparente dans cette fréquence. Plus récemment, il a été démontré que seules les très hautes fréquences en bande Ku expriment raisonnablement une dépendance à l'épaisseur de neige ou au SWE à l'aide de données aéroportées alors qu'aucune mission satellite ne possède cette fréquence (Shi, 2008 ; Yueh *et al.*, 2009; King *et al.*, 2018). L'un des plus récents capteurs satellites en bande X, lancé en 2007, est le satellite allemand TerraSAR-X qui possède une fréquence de 9,65 GHz avec une résolution spatiale de 2,5 mètres (Roth *et al.*, 2018 ; Shi, 2008). Avec plus de 235 000 images archivées en date de juin 2017, cette banque de données pourrait potentiellement représenter une avenue intéressante dans l'étude du couvert nival malgré les défis que pose la profondeur de pénétration discutée plus haut (Roth *et al.*, 2018).

Différentes approches sont disponibles pour compléter l'interprétation des images radars, telle que la polarimétrie. Les capteurs radars transmettent un rayonnement monochromatique à une fréquence et à une amplitude stable selon un axe vertical ou horizontal (figure 3). Ces modes de transmission permettent alors sa décomposition afin d'interpréter une image. Elle permet d'obtenir des informations additionnelles sur les structures verticales, horizontales ou de volume de la surface visée.

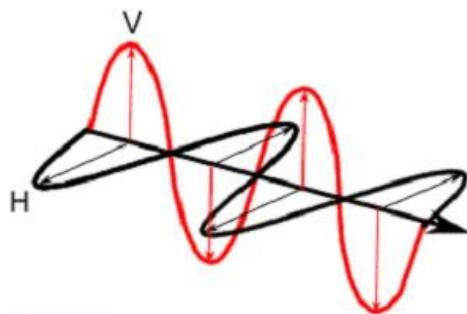


Figure 3 : La polarisation consiste à la direction d'oscillation de l'onde électromagnétique parallèle à un axe. Elle peut être définie par rapport aux directions horizontale (H) et verticale (V). Il est alors possible de combiner ces modes pour avoir une transmission-reception de même polarisation (HH et VV) ou de polarisation orthogonale (HV et VH). Source : RNCAN (2015).

2.2.2. Propriétés diélectriques micro-ondes de la neige

La présence d'eau liquide dans le manteau neigeux augmente considérablement la perte diélectrique (Rott and Matzler, 1987). La neige mouillée sera considérée comme un corps noir et en résultera alors une augmentation de la rétrodiffusion radar ou encore une augmentation de la température de brillances en micro-ondes passives accentuant donc la contribution de la partie supérieure du manteau neigeux au signal (Rott and Matzler, 1987). Dans la théorie, la neige sèche peut être considérée comme un médium homogène lorsque la taille des grains de neiges est plus petite que la longueur d'onde (λ) (Leinss, 2015). Elle est donc considérée comme un médium transparent en bande X ($\lambda = 25 - 37$ mm) et la contribution du signal provient essentiellement de l'interface neige/végétation (Rott and Matzler, 1987). Une faible diffusion est toutefois possible lorsque la taille des cristaux de neiges est supérieure à la moitié de la longueur d'onde.

La différence de phase entre canaux HH et VV dépend de la structure et des propriétés diélectriques de la cible. Une particule sphéroïdale (figure 4) peut être décrite en fonction de trois axes orthogonaux : a_x , a_y et a_z . Lorsque $a_x = a_y$, le ratio entre l'axe vertical et horizontal définissent la forme de la particule, le degré d'anisotropie (DoA), par l'équation suivante:

$$DoA = \frac{a_z}{a_x} \quad (1)$$

Un $DoA > 1$ indique une orientation verticale tandis qu'un $DoA < 1$ indique une orientation horizontale. Une sphère parfaite se définit alors par un $DoA = 1$, c'est-à-dire que tous les axes orthogonaux sont égaux. La particule est donc isotrope.

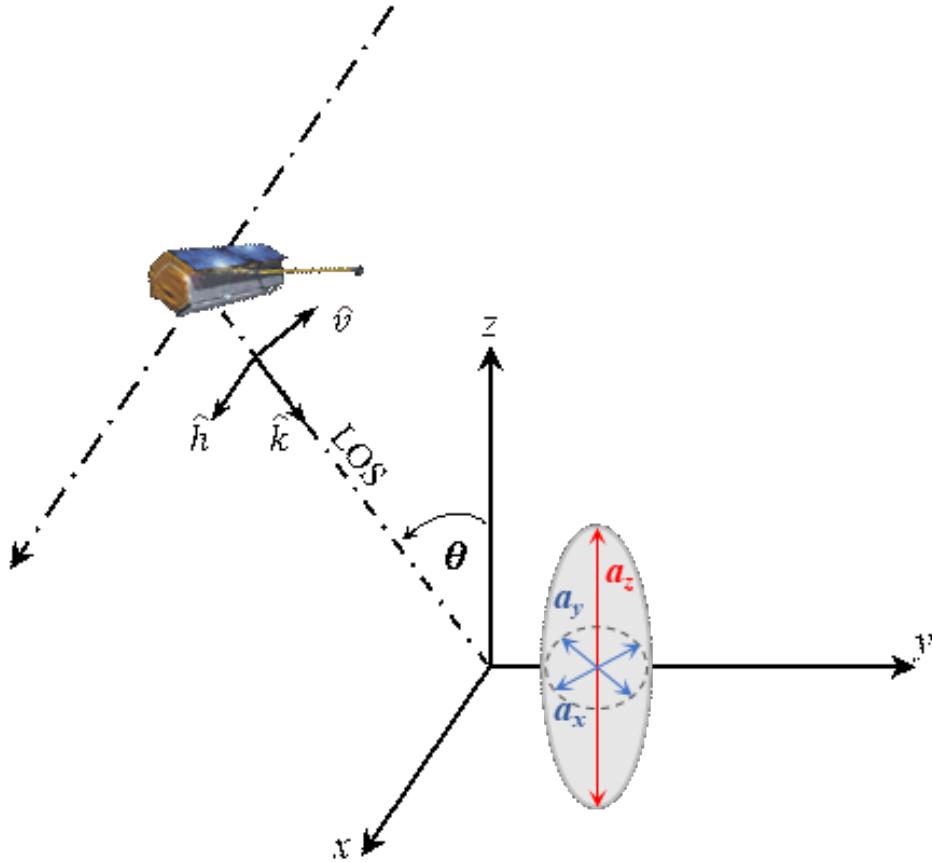


Figure 4 : Géométrie d'une particule sphéroïdale dans un plan de référence spatial (x,y,z) et associé au cadre de référence du radar(h,v,k). k est la direction de propagation du signal radar et θ est l'angle d'incidence. a_x , a_y et a_z sont les dimensions de la particule qui définissons le DoA, où $a_x = a_y$. LOS réfère à la ligne de trajectoire du signal radar (*Line Of Sight*) (adapté de Leinss *et al.*, 2014; Parrella *et al.*, 2016).

La permittivité effective (ϵ_{eff}) décrit un milieu homogène dont l'effet de dispersion de l'onde n'est pas significatif. Les composantes x-, y- et z- de la permittivité effective du mélange air-glace est décrite suivant :

$$\epsilon_{eff,x,y,z} = \epsilon_{air} + \mu_f \epsilon_{air} \frac{\epsilon_{ice} - \epsilon_{air}}{\epsilon_{air} + (1 - \mu_f) N_{x,y,z} (\epsilon_{ice} - \epsilon_{air})} \quad (2)$$

Le lien ici avec l'anisotropie décrite plus haut est que l'effet du DoA est le facteur dépolarisant $N_{x,y,z}$ du sphéroïde. Les paramètres a_x , a_y et a_z suivent donc les axes du plan cartésien du système de coordonnées (voir Leinss *et al.*, 2014; Parrella *et al.*, 2016). μ_f est la fraction volumique de la

glace et est associée à la densité du mélange. La densité (ρ) de la neige est alors décrite suivant $\rho_{neige} = \mu_f \cdot \rho_{ice}$ en sachant que la densité de la glace (ρ_{ice}) est de $0,917 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Les éléments de la permittivité effective sont projetés dans le cadre de référence du radar, les axes h - et v - (figure 3) et inclus alors la dépendance de l'indice de réfraction de la polarisation VV (n_V , voir figure 4) à l'angle d'incidence (θ) du capteur (Leinss et al., 2014). L'indice de réfraction de la polarisation HH (n_H) reste constant puisque l'anisotropie de la neige est assumée comme orientée selon le champ gravitationnel de la Terre (Majumdar, 2019):

$$\begin{aligned} n_H^2 &= \epsilon_{eff,H} = \epsilon_{eff,x} \\ n_V^2 &= \epsilon_{eff,V} = \epsilon_{eff,y} \cdot \cos^2 \theta + \epsilon_{eff,z} \cdot \sin^2 \theta. \end{aligned} \tag{3}$$

2.2.3. Différence de phase co-polaire de l'onde

La différence de phase en polarimétrie est obtenue par le biais de deux acquisitions radar ayant une polarisation différente sur un même site. La différence de temps entre les acquisitions est considérée négligeable pour ne pas être prise en compte (Leinss, 2015). Dans le cadre de la caractérisation du volume de neige, la différence de phase ($\Delta\varphi$) est définie comme suit :

$$\Delta\varphi = \varphi_{HH} - \varphi_{VV} \tag{4}$$

L'équation (4) décrit alors l'effet de propagation différentielle de l'onde radar à travers le manteau neigeux. Trois mécanismes de rétrodiffusion décrivent $\Delta\varphi$: 1) la rétrodiffusion de surface ($\Delta\varphi = 0^\circ$); 2) dièdre ($\Delta\varphi = \pi$) et 3) la rétrodiffusion de volume, comprise entre $-\pi$ et π (Leinss et al., 2014). Plus précisément, il est possible d'extraire la phase telle que :

$$\varphi = k \cdot R \tag{5}$$

Où k est le nombre d'onde et R une distance parcourue par l'onde dans le milieu considéré; ces variables peuvent être connues avec la longueur d'onde du capteur ($TSX = 3,1 \text{ cm}$). La différence de phase peut donc être extraite suivant :

$$\varphi_{HH-VV} = 2(k_H R_H - k_V R_V) \quad (6)$$

Où R_V et R_H sont les distances de déplacement de l'onde dans un médium donné, cette distance est fonction de l'indice de réfraction (n_H et n_V , voir figure 4), déterminé par la permittivité effective du médium (équation 2). Ainsi, il est possible d'extraire l'épaisseur d'une couche de surface ayant des propriétés d'anisotropie relativement homogène.

En résumé, la différence de phase renvoie à la différence dans la vitesse de propagation d'une longueur d'onde dans un matériel en fonction de la polarisation, ce qui cause alors une différence de phase dans l'onde électromagnétique entre les polarisations HH et VV (figure 5). Le modèle se base sur la tendance d'anisotropie des grains de neige tels qu'observés par Schneebeli et Sokratov (2004) et Calonne *et al.* (2014). La taille des grains de neige doit toutefois être inférieure à la longueur d'onde (λ) du capteur afin d'éviter plusieurs différences de phase dans un même médium (Leinss, 2015), ce qui est généralement le cas de TSX considérant des grains de neige par rapport à une longueur d'onde de 31 mm. Il n'est toutefois pas impossible de retrouver du givre de profondeur qui a des dimensions qui se rapproche ou même dépasse la longueur d'onde de TSX dans un manteau neigeux arctique. Dans le cas de notre site d'étude, l'étendue de la taille des cristaux de givre de profondeur est 2 à 9 mm.

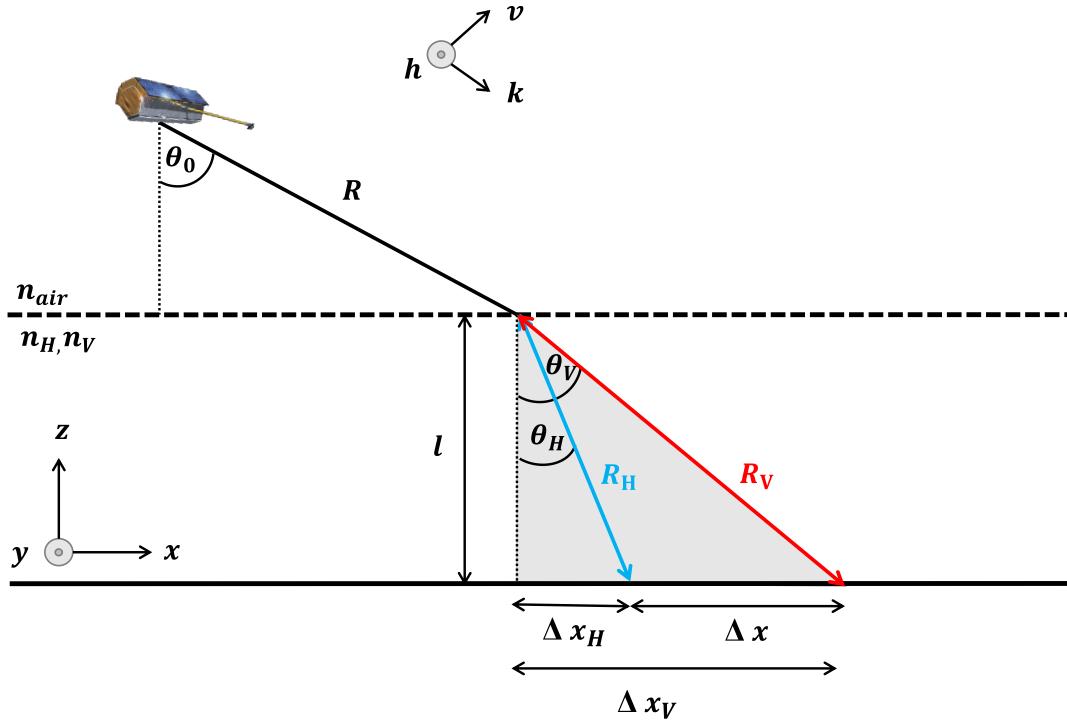


Figure 5 : Géométrie de la pénétration de l'onde en fonction mode de polarisation dans un médium d'intérêt (adapté de Schönenfeldt, 2018). k est le nombre d'onde et R une distance donnée. En connaissant l'indice de réfraction (n_H et n_V) d'un médium, il est possible d'extraire une épaisseur en fonction de l'anisotropie moyenne d'une couche.

Cette situation a bien été démontrée dans Leinss *et al.* (2014) qui démontre une dépendance significative de l'épaisseur de la neige fraîche à l'aide d'un algorithme basé sur la différence de phase copolaire (CPD) entre les polarisations VV et HH. Cette cohérence s'explique par la microstructure des grains de neige, qui tendent à un alignement en anisotropie (la propriété d'un objet dépendant à une direction) à tendance verticale quelques jours ou semaines suivant sa précipitation (figure 6). Cette observation provient de l'étude de Schneebeli and Sokratov (2004) qui révèle que les grains de neige fraîche, compressés par gravité, tendent à s'organiser horizontalement (figure 6). Une augmentation du CPD est observée suivant la précipitation de neiges et décroît de 3 à 9 degrés dans un cycle de 11 jours qui correspond au cycle de retour de TerraSAR-X à un même endroit (Leinss *et al.*, 2014).

Cette étude ouvre ainsi un champ d'opportunité de recherche en ce qui concerne la compréhension de l'interaction entre le couvert de neige et le signal radar. Il n'en reste pas moins que des problématiques d'interprétation du signal, associées aux propriétés physiques de la neige, persistent en raison de la faible quantité d'information sur ces propriétés qui influencent la rétrodiffusion radar (i.e. microstructure, stratigraphie, anisotropie, etc.). Les caractéristiques

locales du terrain (rugosité, humidité du sol, type de végétation) peuvent aussi affecter le signal radar (Abe *et al.*, 1990 ; Bernier *et al.*, 2016). Des questions demeurent néanmoins quant à son application dans le domaine arctique, notamment sur la profondeur de pénétration du CPD. Le régime de neige sèche qui gouverne les processus de métamorphisme pourrait impliquer que le signal radar pénètre jusqu'à l'interface neige/sol. Conséquemment, il ne serait pas possible d'extraire la hauteur de neige fraîche tel que démontré par (Leinss *et al.*, 2014). De plus, la structure géométrique de la végétation et ses propriétés physiques pourraient contribuer au signal. La présente étude vise à apporter quelques réponses à ces questions.

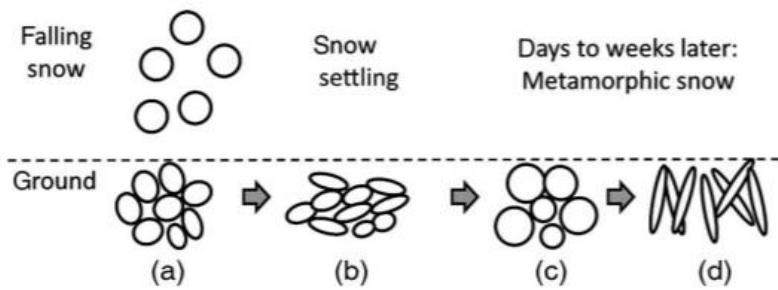


Figure 6 : modèle de métamorphisme de la neige, tiré de Leinss *et al.* (2014). (b) Les cristaux de neige tendent à se placer à l'horizontal en fonction de leur forme et sous l'effet de la compression par gravité. Suit la métamorphisation de cristaux de neige selon le régime de métamorphisme (e.g. : grains ronds en (c) ou givre de profondeur en (d)). Une tendance verticale des grains de neige est alors observée.

3. Détails sur les données et méthodes

3.1. Organigramme

L'organigramme (figure 7) schématise la méthode appliquée sur le site d'étude et présentée à la section 3.0. *Data and methods* de l'article présenté au chapitre suivant. La première étape consiste à la compilation des données nécessaires. Les analyses statistiques ont été effectuées entre le signal extrait des images de TSX et les mesures météorologiques et géophysiques de la neige collectées dans cette même période. Les hypothèses d'homoscédasticité et l'absence d'autocorrélation ont été validées par les tests Bresuch-Pagan et Durbin-Watson (voir annexe 1 pour la définition des hypothèses). Les résultats des tests statistiques nommés dans l'article sont présentés à l'annexe 1.

Le prétraitement des acquisitions a été effectué préalablement par le centre allemand pour l'aéronautique et l'astronautique (DLR). À noter que l'équation 6 qui est utilisée dans la présente étude est inversée par rapport à celle décrite par Leinss et al. (2014).

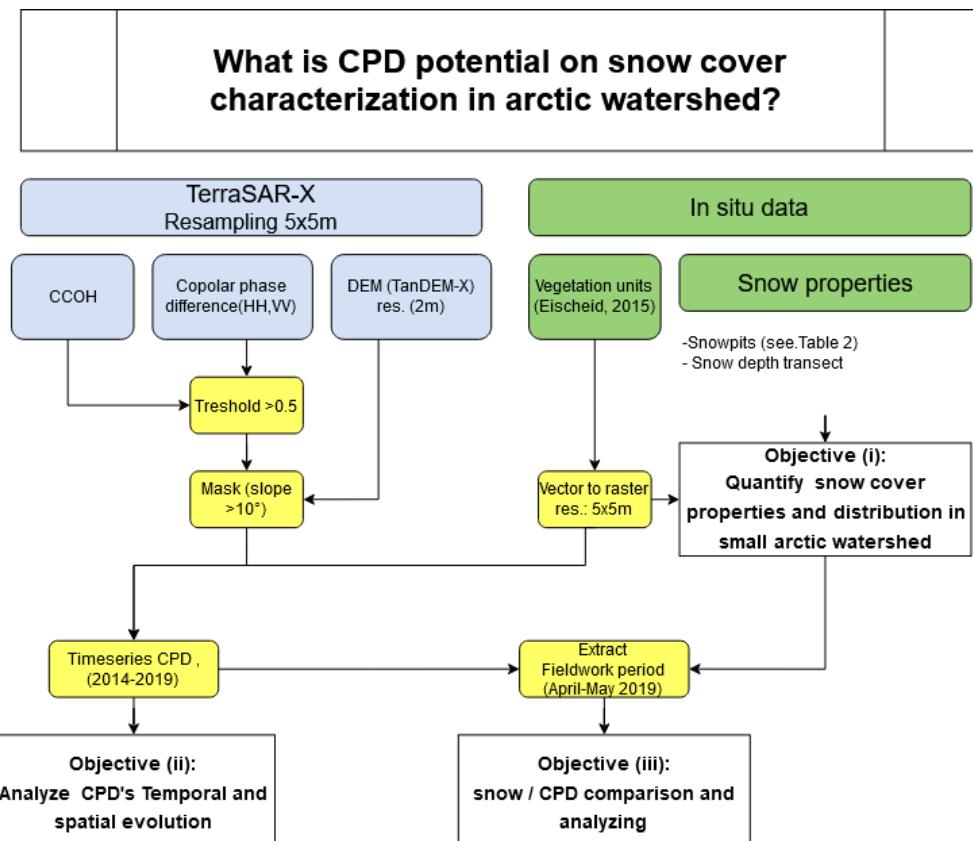


Figure 7 : Organigramme résumant la méthodologie appliquée dans le cadre du projet.

3.2. Site d'étude

L'île Qikiqtaruk-Herschel ($69^{\circ} 35'N$, $139^{\circ} 06'W$) est située à environ 2 km de la côte yukonienne, au nord-ouest de l'Arctique canadien (figure A.2). Avec une superficie approximative de 108 km^2 , cette île détient une faible topographie (altitude max. : 183 m a. s.l.), disséquée par de nombreuses formes telles que du ravinement, des vallées et des sols polygonaux (Short et al., 2011 ; Stettner et al., 2018). La structure de l'île est essentiellement issue du remaniement de sédiments marins provoqué par la poussée d'un lobe de l'inlandsis laurentidien vers le nord-ouest (Pollard, 1990). Les dépôts sédimentaires sont principalement composés d'argile marine confinée sous des dépôts de silts et de sable littoraux (Burn and Zhang, 2009; Pollard, 1990).

La distribution spatiale de la neige sur l'île est avant tout fonction de la topographie, en raison de la végétation basse de type toundra (Myers-Smith et al., 2011a). Une étude de Myers-Smith et al. (2011) indique néanmoins une augmentation de la canopée et de la hauteur de la végétation dans le dernier siècle. Conséquemment, la végétation pourrait avoir un impact sur la structure du couvert nival (Berteaux et al., 2017). Cette hypothèse reste néanmoins invalidée dans cette région.

Dans le cadre du projet, l'acquisition des données se concentrera dans le secteur du bassin Ice Creek West, situé dans le nord-ouest de l'île. Le modèle numérique d'élévation issu TanDEM-X (rés. de 2 m) indique des pentes moyennes de $2,91^{\circ}$ avec des maximums de $13,18^{\circ}$ avec des altitudes variant de 5 à 94 m. Le bassin est d'une superficie de $1,54 \text{ km}^2$, avec des pentes moyennes de $2,91^{\circ}$.

3.2.1. Classification végétale et écologique

Smith et al. (1989) ont développé deux classifications du sol propre à l'île Herschel. D'abord la classification végétale (tableau 1) est délimitée selon la dominance d'espèce végétale. Ensuite, la classification écologique délimite les classes selon le type de sol, la végétation observée et les perturbations géomorphologiques (tableau 2). Cette classification se veut holistique et représentative du paysage. Bien que la classification écologique est plus couramment utilisée que la classification végétale (e.g.: Obu et al., 2017), cette dernière a été choisie dans le cadre de l'article puisque les régressions linéaires obtenues et présentées à la section 4.0 *Results* de l'article ont démontré des résultats statistiquement plus robustes. Smith et al. (1989) souligne d'ailleurs la distribution des classes de végétations selon les différentes classes écologiques (tableau 2). Ces classifications montrent donc des similarités. L'étude d'Eischeid (2015) confirme d'ailleurs que

ces systèmes de classifications ne peuvent être considérés comme indépendants. À titre d'exemple, une majorité de la végétation de la classe *Arctic Willow/Dryas-Vetch* se retrouve en majorité dans la classe *Komakuk*. Les résultats de Eischeid (2015) ont montré aussi que certaines classes écologiques, comme *Plover & Jaeger* et *Thrasher*, ont des communautés végétales variables et donc difficiles à associer à une classe de végétation en particulier. Pour compléter ce point, les résultats de régression linéaire issus de la classification écologique de Smith et al. (1989) sont présentés et comparés dans le chapitre 5 de ce mémoire.

Tableau 1 : Description des classes de végétation proposée par Smith et al. (1989).

Classe végétation (Smith et al., 1989)	Description
<i>Cottongrass /Moss</i>	Présence marquée sur les pentes douces et zones de plateaux et dominance de <i>tussock</i> de toundra (10-20 %) et de buissons (5-10 %).
<i>Arctic Willow/Dryas-Vetch</i>	Présence sur les pentes douces et sur un sol moyennement bien drainé. La présence de sol nu domine (80 %), suivi de <i>Dryas integrifolia</i> (5-60 %) et bryophytes (5-50 %).
<i>Willow/Saxifrage-Coltsfoot</i>	Présence en fond de vallée et sur les cônes alluviaux. Dominance de buissons <i>Salix arctica</i> et <i>Salix reticulata</i> (15 %).
<i>Arctic Willow /Lupine Lousewort</i>	Sites caractérisés par des <i>hummock</i> de 25-50 cm de diamètre espacé par 20 -70 cm de distance. La végétation varie selon la microtopographie des <i>hummocks</i> . La végétation de type herbacée, tels que <i>Dryas integrifolia</i> (10-35%) et <i>Lupinus articus</i> (10-15%) est présente sur les <i>hummocks</i> tandis que les dépressions sont colonisées en majorité par un couvert de mousse (30-56%). De manière générale, le saule rampant comme le <i>Salix artica</i> domine (15-50%).

Tableau 2 : Description des classes écologiques définies par Smith et al. (1989) et des classes de végétation dominante associée

Classe écologique	Description	Classe de végétation dominante
<i>Guillemot</i>	Terrain humide et polygones de coin de glace	<i>Cottongrass /Moss</i>
<i>Herschel</i>	<i>Tussock et hummock</i> de toundra	<i>Cottongrass /Moss</i>
<i>Komakuk</i>	Zone de plateau faiblement perturbée	<i>Arctic Willow/Dryas-Vetch</i>
<i>Plover & Jaeger</i>	Terrain modérément perturbé	<i>Plover: Arctic Willow/Dryas-Vetch</i> <i>Jaeger: Willow/Saxifrage-Coltsfoot</i>
<i>Thrasher</i>	Terrain fortement perturbé	<i>Arctic Willow /Lupine Lousewort</i>

3.2.2. Classification des profils de neige

Les profils de neige ont été classés selon le type de grain présent et l'état sec ou humide du manteau neigeux: 1) le givre de profondeur, 2) plaque à vent, 3) le givre de surface, 4) la neige sèche et 5) les croûtes de glace (Fierz et al., 2009). Des exemples de résultats et la description de cette classification sont présentés à l'annexe 2. La hauteur et la densité de ces variables ont été testées par rapport au CPD lors de l'analyse statistique et n'ont pas montré de résultats concluants ou robustes (voir annexe 3).

4. Potentiel de la différence de phase copolaire (CPD) en bande X pour l'estimation de l'épaisseur de neige arctique

4.1. Présentation de l'article scientifique

L'article suivant, qui est le pilier de ce mémoire, est soumis à la revue *The Cryosphere* pour le dépôt final. Il est présenté ici intégralement et seulement en anglais.

L'article fait suite à 2 présentations par affiche et une présentation orale en conférence :

- 1) *Voglimacci-Stéphanopoli, J., Langlois, A., Lantuit, H. High resolution snow depth mapping using TerraSAR-X data and the SNOWPACK model: case study on Herschel Island, YT. Conférence scientifique annuelle 2018 d'ArcticNet, 10-14 décembre 2018, Ottawa.*
- 2) *Voglimacci-Stéphanopoli, J., Sasseville, V., Langlois, A., Lantuit, H., Wendleder, A., Stettner, S., 2019. Deriving Snow State Variables Mapping Approach Using Radar Satellite Observations and Multisource In-Situ Data. TerraSAR-X / TanDEM-X Science Team Meeting. 21-24 octobre 2019, Oberpfaffenhofen.*
- 3) *Voglimacci-Stéphanopoli, J. Langlois, A., Lantuit, H., 2020. Suivi à haute résolution du couvert nival à l'aide de TerraSAR-X et de mesures terrain multisource: Étude de cas sur l'île Qikitaruk-Herschel. Colloque du Centre d'études nordiques. 13-14 février 2020, Montréal.*

La référence à utiliser pour citer cet article est la suivante :

Voglimacci-Stephanopoli, J., Wendleder, A., Lantuit, H., Langlois, A., Stettner, S., Dedieu, J.-P., Roth, A., and Royer, A. (2021). Potential of X-band polarimetric SAR copolar phase difference for Arctic snow depth estimation. *The Cryosphere* (Submitted, tc-2021-314)

Potential of X-band polarimetric SAR co-polar phase difference for Arctic snow depth estimation

Joëlle Voglimacci-Stephanopoli^{1,2}, Anna Wendleder³, Hugues Lantuit^{4,5}, Alexandre Langlois^{1,2}, Samuel Stettner^{3,6}, Jean-Pierre Dedieu^{7,2}, Achim Roth³ and Alain Royer^{1,2}

5

¹ Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, J1K 2R1, Canada

² Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Québec, Québec, G1V 0A6, Canada

³ German Remote Sensing Data Center, German Aerospace Center, Oberpfaffenhofen, Germany

10 ⁴ Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany

⁵ Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, 14473 Potsdam, Germany

⁶ German Space Agency, German Aerospace Center, Bonn, Germany

⁷ Institute of Environmental Geosciences, Université Grenoble-Alpes/CNRS/IRD, 38058 Grenoble, France

Corresponding author: Joëlle Voglimacci-Stephanopoli (joelle.voglimacci-stephanopoli@usherbrooke.ca)

Abstract. Changes in snowpack associated with climatic warming has drastic impacts on surface energy balance in the
 15 cryosphere. Yet, traditional monitoring techniques, such as punctual measurements in the field, do not cover the full snowpack spatial and temporal variability, which hampers efforts to upscale measurements to the global scale. This variability is one of the primary constraints in model development. In terms of spatial resolution, active microwaves (synthetic aperture radar—SAR) can address the issue and outperform methods based on passive microwaves. Thus, high spatial resolution monitoring of snow depth (SD) would allow for better parameterization of local processes that drive the spatial variability of snow. The
 20 overall objective of this study is to evaluate the potential of the TerraSAR-X (TSX) SAR sensor and the wave co-polar phase difference (CPD) method for characterizing snow cover at high spatial resolution. Consequently, we first (1) quantified the spatio-temporal variability of the geophysical properties of the snowpack in an Arctic catchment, we then (2) studied the links between snow properties and CPD, considering ground vegetation. Snow depth (SD) could be extracted using the CPD when certain conditions are met. A high incidence angle ($> 30^\circ$) with a high Topographic Wetness Index (TWI) (> 7.0) showed
 25 correlation between SD and CPD (R-squared up to 0.72). Further, future work should address a threshold of sensitivity to TWI and incidence angle to map snow depth in such environments and assess the potential of using interpolation tools to fill in gaps in SD information on drier vegetation types.

1.0 Introduction

Snow cover is a key component of the cryosphere which plays an essential role for ecological processes and hydrological
 30 dynamics. In arctic ecosystems, those processes include species survival (Dolant et al., 2018; Poirier et al., 2019), thermal ground regime (Goodrich, 1982; Gouttevin et al., 2012; Stieglitz et al., 2003) or vegetation colonization and growth (Berteaux et al., 2017; Kankaanpää et al., 2018; Myers-Smith et al., 2011a). In the past 40 years, we observed a pan-Arctic reduction in

the snow cover duration of 2–4 days per decade (AMAP, 2017) and maximum Arctic snow depth trend show a consistent decrease since 1980 (AMAP, 2017; IPCC, 2019). These trends will undeniably change the arctic landscape. For instance,
 35 duration of snow patches impacts vegetation phenology (Kankaanpää et al., 2018) and controls shrubs' growth (Myers-Smith et al., 2011b; Pomeroy et al., 2006). Hence, patterns of vegetation densification (also called greening) arise, and dense vegetation such as shrubs impact the snowpack physical properties. Twigs induce a decrease in snow density and an increase of depth hoar formation (Domine et al., 2016; Gouttevin et al., 2018; Sturm et al., 2001). By protruding above the snowpack surface, shrubs reduce surface albedo and advance the snow melt timing (Sturm et al., 2001). Coupled to a decreasing trend
 40 on maximum snow depth and snow cover duration observed (AMAP, 2017; IPCC, 2019), the greening of the Arctic is likely to lead to drastic modification of the snowpack. A recent update on the classification of Sturm et al. (1995) suggested by Royer et al. (2021) demonstrates a positive feedback on climate warming owed to snow-vegetation interaction. High resolution land cover classification is therefore needed to address changes in the snowpack in a warming climate.

Current snow modules used in Earth System Models are based on coarse spatial resolution of tens of kilometres (Bokhorst et
 45 al., 2016). Coarse special resolution hampers our efforts to understand the dynamics driving snowpacks at the landscape scale. Indeed, snow is characterized by a high spatial and temporal heterogeneity (e.g.: Rutter et al., 2014; Thompson et al., 2016; Wilcox et al., 2019). Traditional approaches using *in situ* measurement can provide very detailed spatial information on snow properties, but cannot be deployed over large areas. There is therefore a strong need to bridge these two scales and provide means to monitor the temporal and spatial variability of the snowpack over larger areas.

50 Earth observation satellites can provide frequent measurements over larger areas. Space borne platforms are widely used to monitor snow on local, regional, and global scales. Yet, they also suffer from strong limitations. Optical sensors allow measurements on surface characteristics of snow, but do not provide direct measurements of the properties of the snowpack and are often limited by cloud cover. Passive microwave monitoring methods are operational and provide continuous data, but suffer from the coarse spatial resolution of satellite observations (e.g.: Frei et al., 2012)). Active microwave observations with
 55 synthetic aperture radar (SAR) can overcome these issues in providing high resolution frequent snow measurements over large areas.

SAR can “see” through clouds while being independent from solar illumination. SAR sensors are interesting to collect data from the snowpack because they can, on the one hand, transmit and receive microwaves in horizontal (H) and vertical (V) polarization, and on the other hand, their microwaves can interact with and penetrate into the observed material. The main
 60 challenge related to the use of SAR is the lack of a reliable method to relate satellite data to physical measurements in snow-impacted environments.

The objective of this paper is therefore to evaluate the potential of polarimetric method co-polar phase difference (CPD) produced with the X-band satellite TerraSAR-X to retrieve SD from an arctic snowpack where vegetation is highly variable. This general objective requires a complete characterization of the snowpack from field data to fully understand the sensitivity
 65 of CPD to various snow characteristics. This requirement motivates the following two specific objectives: (1) investigate SD variability between different vegetation classes in the Ice Creek catchment (Qikiqtauruk-Herschel Island, Yukon, Canada) using

in situ measurements collected over the course of a field campaign in 2019 and (2) evaluate linkages between SD and CPD distributions considering meteorological data over the 2015–2019 period.

2.0 Background: Co-polar phase difference—snow structure

70 2.1. Arctic snow properties

Snow cover in the Arctic is mostly characterized by two main layers (Domine et al., 2016; Royer et al., 2021; Sturm et al., 2008). The upper layer, the wind slab, is very compact as it is subject to sustained winds and cold temperatures that promote cohesion of snow grains (Domine et al., 2018b; Sturm et al., 2008). The basal layer generally consists of depth hoar (DH) grains that develop under a kinetic metamorphic regime in dry snow conditions with a sustained strong temperature gradient 75 (Domine et al., 2016).

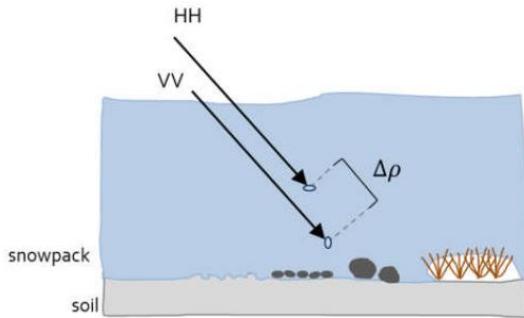
The snowpack is driven by two types of metamorphic regimes, namely wet and dry snow metamorphism (Bernier et al., 2016). These regimes develop according to the temperature gradient in the snowpack and to its liquid water content (Colbeck, 1973). Wet snow metamorphism, with liquid water available in the snowpack, will lead to different metamorphic processes for saturated and unsaturated conditions (Colbeck, 1982). As a result, there will be a major impact on microwave radiative transfer 80 given that wet snow acts as a blackbody in such frequencies (*e.g.* Rott and Matzler, 1987). In the case of an arctic snowpack, a regime of dry snow metamorphism is generally found when sustained cold temperatures last during most of the winter (Domine et al., 2018a). Schneebeli et Sokratov (2004) found that snow crystals are highly anisotropic (dependency to a direction of an object), which is correlated with snow metamorphism (Calonne and al., 2014; Gouttevin and al., 2018). As such, over the time, snow crystals become elongated to a vertical direction after their setting up in the snowpack.

85 The geometrical structure of the snow will characterize the electromagnetic wave propagation through the snowpack by scattering and absorption processes within each layer (Mätzler, 1987). Given the dry nature of the arctic snowpack, the main source of backscattering should occur at the snow-ground interface for frequencies in X-band ($\lambda = 3.1$ cm) such as used in this study or below as dry snow can be considered as a homogeneous, “non-scattering” and non-absorbing volume (Leinss et al., 2014). This said, inhomogeneous layers such as ice layers, melt/freeze crust and any strong vertical change in dielectric 90 properties (*i.e.* density, wetness) can also affect the signal.

2.3. Co-polar coherence

The co-polar coherence (CCOH) indicates the correlation coefficient of HH and VV phase centers. The magnitude of the CCOH ranges between 0 and 1 where a weak correlation (< 0.5 as defined by Leinss et al. [2014]) indicates a low scattering with a more chaotic and randomly phase shifts between HH and VV waves and are hence omitted. Such weak correlations will 95 occur when HH and VV waves have different phase centers and different scattering targets. A decrease in correlation can also be induced by a strong surface scattering caused by rough or wet surfaces, volume scattering during winter or during snow-

free conditions where vegetation is exposed (Fig.1). The equation of CPD is only valid where no volume scattering occurs (Leinss et al., 2014) since an increase in volume scattering will lead to a decrease of the CCOH.



100 **Figure A. 1 :** Phase shift can also be caused by scattering effects within the snowpack or by surface roughness (including vegetation) (Credit: A.Wendleder).

2.4. Co-polar phase difference

CPD is a polarimetric method using difference in the phase between HH and VV polarization channels. The phase difference refers to the difference in the propagation speed of a wavelength in a material as a function of polarization, which then causes 105 a phase difference in the electromagnetic wave between polarizations. The phase of a single polarization is assumed to have a uniform distribution over $[-\pi, \pi]$ (Leinss et al., 2014; Patil et al., 2020).

A relationship was found between CPD and snowfall by Chang et al. (1996) and Leinss et al. (2014) which induces a propagation delay among horizontal and vertical phases due to horizontal alignments of fresh snow crystals. Recent studies focused on the boreal region (Leinss et al., 2014, 2016) or were applied in arctic region with no or sparse vegetation (Dedieu 110 et al., 2018) so the application of the CPD method in the Arctic remains poorly documented. It could be hypothesized that the CPD can describe the entire snowpack in such cold and dry environments. Strong vertical changes in density and grain size could also lead to a decrease in coherence so that the use of CPD information might not be suitable (*i.e.* when $\text{CCOH} < 0.5$, see Fig. 1).

3.0 Data and Methods

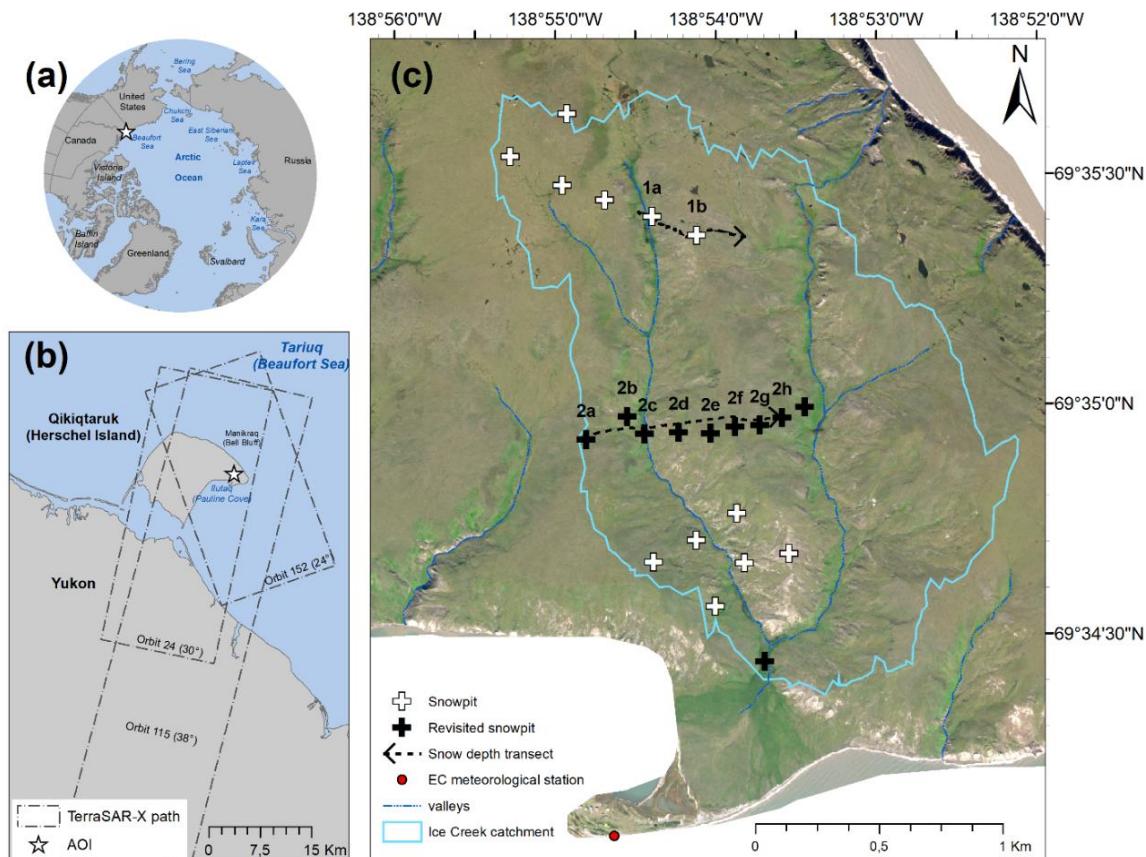
115 3.1. Study site

Qikiqtaruk-Herschel Island ($69^{\circ} 35' \text{ N}$, $139^{\circ} 06' \text{ W}$) is located about 2 km off the Yukon Coast in the northwestern Canadian Arctic (Fig. 2). With an approximate area of 108 km^2 , this island has a rolling topography (max. altitude: 183 m a.s.l.), dissected by numerous geomorphological forms such as gullies, valleys and polygonal soils (Short et al., 2011; Stettner et al., 2018). The permafrost on Qikiqtaruk-Herschel Island is continuous with a high ice content. Ground ice can be observed on the 120 island in the form of ice wedges, ice lenses, or buried snowbanks, as observed by Pollard (1990). Results from Wolter et al. (2016) suggested that geomorphological processes, such as permafrost degradation, are strongly related to vegetation

composition on Qikiqtaruk-Herschel. The active layer thickness varies from 45 cm to 90 cm in marine deposits (silty diamict) and can reach over a 110 cm in porous deposits (Lantuit and Pollard, 2008; Smith et al., 1989). A thickening of the active layer by 15 cm to 25 cm was documented on the island during the period from 1985 to 2005, as well as an increase in the mean annual air temperature by 2.7 °C between 1970 and 2005 (Burn and Zhang, 2009).

Spatial distribution of snow on the island is primarily based on topography, due to the low tundra-type vegetation (Burn and Zhang, 2009). The snow is blown away from the uplands and accumulates in topographic depressions such as valleys and hummocky terrain (Burn and Zhang, 2009). The dominant wind direction is northwest with frequent storms in late August and September (Solomon, 2005). A study by Myers-Smith et al. (2011) indicates an increase in the canopy and vegetation height over the last century that can be expected to have an impact on the snow cover structure.

In this paper, we performed our measurements in the Ice Creek catchment (area of 1.54 km²) located at the eastern end of the island (Fig. 2). The digital elevation models from ArcticDEM (2 m res.) indicates average slopes of 2.9° with maximums of 13.2° at altitudes ranging from 5 m to 94 m (Porter et al., 2018).



135 **Figure A. 2 :** (a) Location of the study site in the Arctic (b) Visual extent of TerraSAR-X passages on Qikiqtaruk Herschel Island (c) Ice Creek study site including the location of measurements. The black crosses were revisited during each TerraSAR-X acquisitions (Imagery provided by Worldview 01.01.1001, True Color). The meteorological station belongs to Environment and Climate Change Canada (ECCC).

3.2. Snow distribution over Ice creek

140 3.2.1. Snow measurements

Two sampling strategies were used for the snowpit characterization (Table 1). First, detailed snowpit measurements were conducted along predefined locations at an average distance of 200 m between each site (Fig. 2c). The snowpit locations in the centre of the Ice Creek catchment as well as location at the outlet of the catchment were revisited during each TerraSAR-X (TSX, see 3.3.) acquisition so that soil characteristics remain unchanged between snow sampling and satellite measurements.

145 Snow depths were measured using a GPS snow depth probe around the snowpits, ensuring the representativeness of the snowpit location. This was conducted by measuring depths in a growing circle moving away from the snowpit location until an approximate diameter of 30 m was reached, which is typically the area required to ensure representativeness in tundra environments (Clark et al., 2011). Snowpits and SD measurements were then distributed spatially elsewhere in the catchment to refine the characterization of snow within the catchment. Additionally, two SD transects were conducted across the
150 catchment to analyze the SD distribution in the study site. Both transects were established from the east side to the west side of the Ice Creek catchment.

Detailed snow profiles were acquired in spring 2019 (mid-April to early May). In each site, we dug snowpits in a way to avoid direct solar illumination of the snow wall. High resolution vertical profiles of density, temperature, grain size and type were conducted according to Fierz et al. (2009, see Table 1). Specifically, layered density profiles were obtained by extracting snow
155 samples from each identified layer using a 100 cm³ density cutter and weighed using a Pesola light series scale. Temperature profiles were measured at 3 cm intervals using a Cooper digital thermometer, and profile measurements included shadowed surface temperature as well as soil-snow interface.

From the above observations, each layer was classified according to their density and snow grain type across 5 classes following Fierz et al. (2009): 1) Depth Hoar, 2) windslab, 3) surface hoar, 4) fresh snow, 5) melt-freeze crust and ice layer.
160 The snow depth, mean density of each layer classified, was compiled for later linear regression analysis with TSX data.

Table A. 1 : In situ measurements during the 2019 field campaign

Snowpits	See Fig 2c
Stratigraphy	Snow height Size and grain type (visual estimation) Temperature profile (measurement at 3 cm, ± 0.1 °C) Snow density by layers (measurements at 5 cm when possible, ± 0.5 kg m ⁻³)
Environment and Climate Canada (ECCC) meteorological station	69.5682° N, 138.9134° W
	Wind speeds at 10 m and 2 m (ms ⁻¹ , hourly) Precipitation gauge for total precipitation (mm) and rate (mm h ⁻¹), Temperature (°C) and relative humidity (%). Datalogger — Campbell Scientific CR3000E

3.2.2. Vegetation units

The classification of the different vegetation units was obtained from Eischeid (2015) following the initial definition developed 165 by Smith et. al. (1989). The classification was determined by the soil type, vegetation observed and geomorphological features. The dataset used in this study was derived from 2015 GeoEye satellite data (res.: 1.65 m) (Eischeid, 2015). For the specific needs of this paper, we focused on the following specific classes: *Arctic Willow and Dryas Vetch* (hereinafter referred as 170 *Dryas*), *Arctic Willow and Lupine (Lupine)*, *Shrub Zone (Shrub)* and *Willow Saxifrage Coltsfoot (Coltsfoot)*. These classes were selected given that they are physically and spatially different (see Fig. 3d), which is of primary importance from a snow microstructure and radar backscattering perspective.

The *Lupine* class is associated with an irregular and hummocky terrain (Eischeid, 2015, see Fig. 3d). High variability in microtopography results in equally heterogeneous SD at a similar scale (Sturm and Holmgren, 1994). Erosion rates and moisture content will vary greatly following terrain instability (Eischeid, 2015). The *Coltsfoot* class is common in wetlands, where the ground is generally saturated and composed of shrubs (Eischeid, 2015). This vegetation class is located at the bottom 175 of valleys, which is suitable for snow accumulation (Burn and Zhang, 2009). The *Shrub* class was added by Eischeid (2015) to the original classification by Smith et al. (1989) to reflect the growing importance of shrubs on the island. It is characterized by non-hydrophilic vegetation with lower soil moisture. Finally, the *Dryas* class is common on the gently undulating upland slopes (Smith et al., 1989). The associated soil type is a moderately well-drained Turbic Cryosol, which shows evidence of cryoturbation, as well as bare soil. Each snowpit characteristics and SD measurement were grouped by vegetation units to 180 extract means and standard deviation by vegetation classes. The snowpits made along the two transects were grouped when

they were at a distance less than 30 m and statistics of distribution (average and standard deviation) were extracted to complete the data analysis.

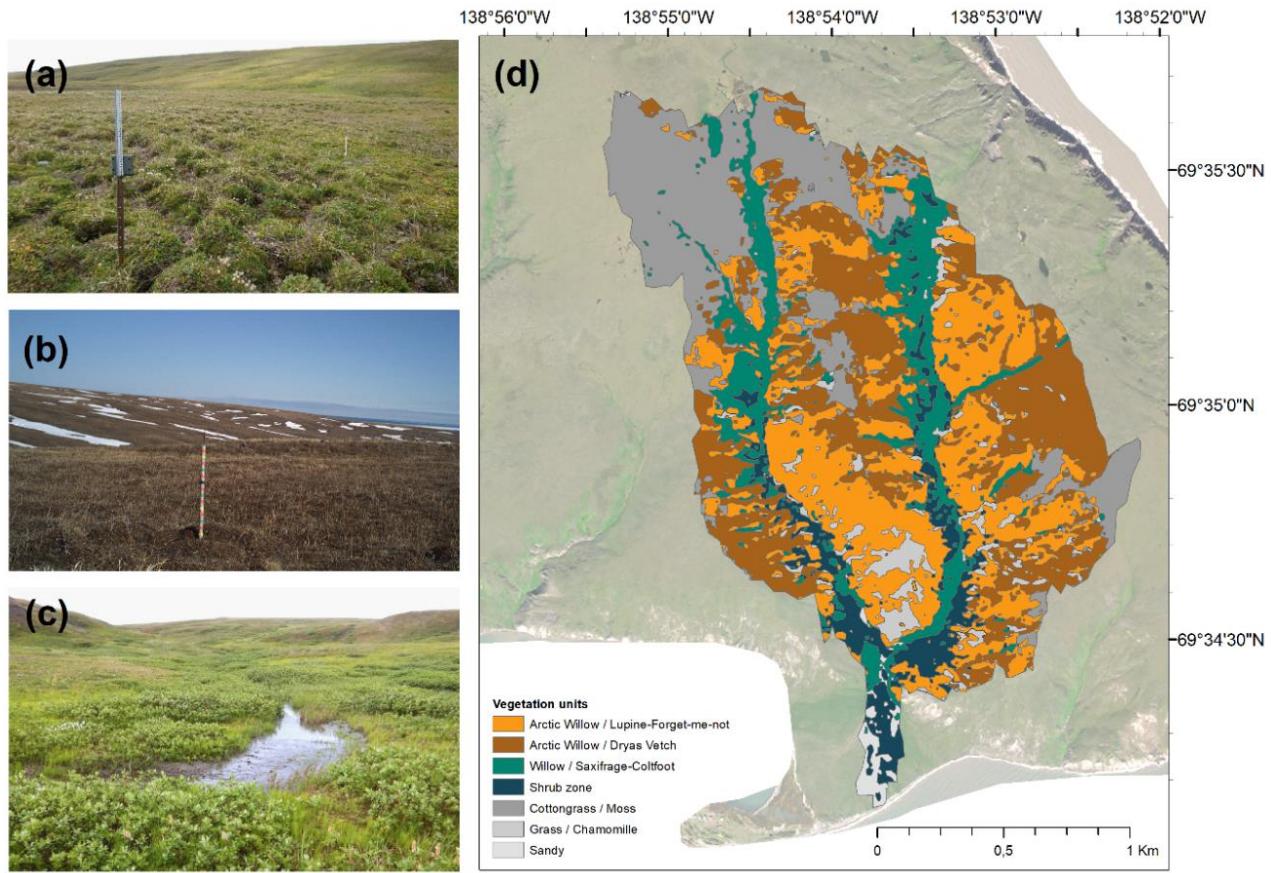


Figure A.3 : Vegetation classes occurring in the Ice Creek catchment: **(a)** irregular and hummocky terrain observed in Lupine class (Credit: M. Fritz) **(b)** Low vegetation on well drained area (such as Dryas) (Photo by the author) and **(c)** Shrub and wetland (such as Coltsfoot class) (Credit: M. Fritz). **(d)** Vegetations unit's distribution in the study area (from Obu et al. (2017) as defined initially by Smith et al. (1989). The classes in grey are not include in the analysis.

3.3. Snow- SAR correlation

3.3.1. SAR acquisition and preprocessing

A total of five TSX acquisitions in HH and VV polarizations over three different orbits were obtained during spring 2019, encompassing areas where snow measurements and vegetation information was available (Table 2). Snowpits and SD
195 measurements taken before and after (± 2 days) each TSX acquisition were included in the analysis as no precipitation occurred and air temperature was stable during the field campaign. Additionally, a time series of TSX acquisitions for the 2014–2019 period (orbit 24, $\theta = 31^\circ$) was analyzed to evaluate the inter-annual variability of snow conditions on the island. The full TSX dataset was first processed at the DLR (German Aerospace Center). The preprocessing is described in Schmitt et al. (2015), and includes the determination of the Kennaugh elements, their radiometric calibration and orthorectification. The images
200 were georeferenced in UTM with a ground sampling distance of 5 m. To reduce speckle noise, we used the multi-scale multi-looking algorithm developed by Schmitt (2016; Schmitt et al., 2015). CPD and CCOH can directly be derived from the radiometric and geometrically calibrated Kennaugh elements. The Kennaugh matrix describes the polarimetric information and allows to differentiate the physical scattering mechanisms (*e.g.* double bounce, volume and surface scattering) affecting the signal, which in turn can be linked to snow characteristics. The following Kennaugh elements were used in the CPD
205 equation:

$$\phi_{HH} - \phi_{VV} = \text{atan} \left(\frac{K_7}{-K_3} \right) \quad (1)$$

where K_7 is the phase shift between HH, and VV phase centre described as

$$K_7 = \text{Im}\{S_{HH}S_{VV}^*\} \quad (2)$$

and where K_3 is the scattering difference between surface to double bounce:

$$210 \quad K_3 = -\text{Re}\{S_{HH}S_{VV}^*\} \quad (3)$$

To reduce the loss of coherence, a threshold was applied to CPD pixels where CCOH was less than 0.5, following Leinss et al. (2014). Again, the Kennaugh elements were used in the CCOH equation:

$$\gamma_{VV,HH} \cdot e^{i\phi_{CPD}^\gamma} = \frac{\langle S_{VV} \cdot S_{HH}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{VV}|^2 \rangle \cdot \langle |S_{HH}|^2 \rangle}} \approx 2 \cdot \sqrt{\frac{K_3^2 + K_7^2}{K_0^2 - K_4^2}} \quad (4)$$

215 A total of 32 pixels had a CCOH less than 0.5, hence showing a random phase shift between waves which is not optimal for CPD applications. These pixels were therefore removed from the analysis. To discard the potential effect of slope on crystal grains orientation, 5 pixels with a slope greater than 10° were subsequently extracted (3 in the *Dryas* class, 2 in the *Lupine*). To assess the temporal variability of CPD signal, pixels were divided by vegetation class for the period 2015–2019.

220 **Table A. 2 :** TSX acquisition on Qikiqtaruk-Herschel Island. All orbits were used for linear regression with *in situ* snow measurements.
 Orbit 24 has a sufficient time series and was used to extract temporal evolution of CPD.

Relative orbit	Flight direction	Polarization mode	Incidence angle	Observation period	Number of scenes	In situ data
24	Descending	HH, VV	31°	2014.12.26—2018.03.06	104	2019.04.17
				2019.04.17—2019.05.20		2019.04.28
152	Ascending	HH, VV	24°	2019.04.15—2019.05.18	24	2019.04.26
115	Descending	HH, VV	38°	2019.04.23—2019.05.15	24	2019.04.23 2019.05.04

3.3.2. Linking snow depth to CPD

Implication of Snow Geometry

We focused on the SD variability between vegetation classes. We also evaluated depth hoar fraction (DHF) given that King et al. (2018) found that X-band backscattering is highly sensitive to depth hoar grains. This allowed us to assess if any discrepancies in SD retrieval can be linked to large grain size. In addition, horizontal structures such as ice layers and melt/freeze crusts were identified for the same purpose of testing the SD retrieval capabilities in different stratigraphic contexts. Dedieu et al. (2018) showed that the attenuation of the SAR signal was caused by ice layers of 3 to 5 cm thick, but lingering uncertainties remain with regards to the contribution of thinner ice lenses such as the ones found on Qikiqtaruk-Herschel Island.

Topographic Wetness Index as a proxy

SD retrieval is challenging because it is impacted by snow surface properties. SD retrieval with CPD may be impacted by the dielectric properties of the snow surface, since the main backscatter signal is expected at the snow ground interface. High moisture content at the soil surface would potentially improve the performance of SD retrieval, because the presence of ice leads to better reflection conditions for the microwave. The Topographic Wetness Index (TWI) was chosen as a proxy to analyze the variance between vegetation groups. Given the high sensitivity of microwaves to wetness, the high variability of TWI between each vegetation class will lead to different responses in backscattering through changes in the dielectric constant of the soil. The TWI was first developed by Beven and Kirkby (1979) within the runoff model TOPMODEL using the following equation:

$$240 \quad TWI = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (5)$$

where $\tan\beta$ is the local slope and a is the upslope area per unit which is obtained with the upslope area (the cells contributing to the runoff to the cells of interest, A) and the contour length (L) following $a=A/L$. The upslope area calculated is based on

D8 flow direction algorithm (O'Callaghan and Mark, 1984) and the TWI values were computed based on the ArticDEM constructed from the DigitalGlobe Constellation (Porter et al., 2018, res: 2 m). Each TWI values derived from the catchment
245 was combined to vegetation classes and CPD cells as described above.

Analysis

The Shapiro-Wilk test was used to test the normality of distributions for SD and TWI. Since TWI and SD distributions did not respect a normal distribution, the variance in TWI and SD between each group was tested with the non-parametric test Welch
250 ANOVA in conjunction with a post-hoc Games-Howell test. We use the Games-Howell test as it does not assume equal variances and sample sizes (Games and Howell, 1976).

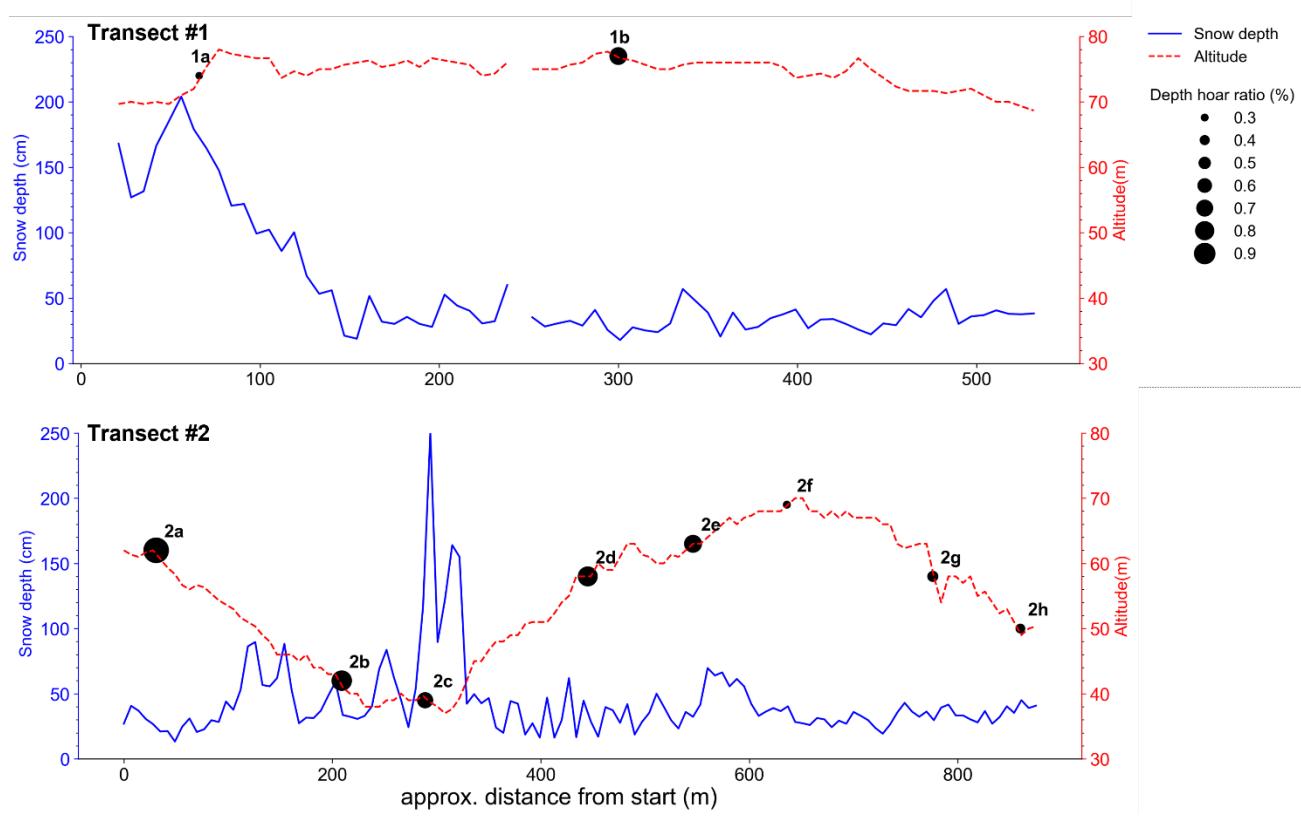
We evaluated the correlation between snow characteristics and CPD using a linear regression analysis. The median value was extracted when more than one snow measurement was found in the same TSX pixel (5 m). Thus, a total of 371 pixels was used in the analysis (average number of snow measurements per pixel: 1.7). The median SD by pixels were grouped by vegetation classes and orbit. Durbin-Watson's test and Breusch-Pagan's were used to assess autocorrelations and homoscedasticity of
255 distribution data. Significance for all tests were calculated with $\alpha = 0.05$.

4.0 Results

4.1. Snow distribution

4.1.1. Snow depth and depth hoar fraction along transects

Measurements of SD from transect #1 (Fig. 4) varied between 20 and 250 cm where the peak was measured at the valley
260 bottom. Further west, SD values decreased significantly on the slope with values between 20 and 50 cm. Highest DHF along the transect were found on the west side of the transect and on the slopes with an average of 0.76 while an average of 0.39 was observed on the east side of the catchment. Along transect #2 (Fig. 4), and snow cover was also deeper at the bottom of the valley (from 120 cm up to 200 cm) and decreased significantly on slopes and higher elevation areas (30 cm to 50 cm).



265 **Figure A.4 :** Snow depth (SD) transects surveyed in the Ice Creek catchment. Transect #1 and transect #2 shows snow depth (solid line) and altitude (m.a.s.l., dashed line) along transect. Mean Depth hoar (DH) ratio are indicated along transects by proportional size. 1a, 1b and 2c contain one observation. See Fig. 2c for their location in the catchment.

4.1.2. Snow characteristics by vegetation classes

Snow Depth

270 The average SD within Ice Creek catchment was $47.4 \text{ cm} \pm 39.6 \text{ cm}$. The range of variability was substantial, with minimum value at 8.0 cm and a maximum at 212.0 cm. The standard deviation of the snow depth was variable yet strong among all classes (Table 3). The largest standard deviation measured was over *Lupine* (22.3 cm or 57 % of the mean SD) followed by *Coltsfoot* (67.6 cm or 54 % of the mean SD). *Coltsfoot* was by far characterized a greater SD than any other class.

Despite the great deviation around the mean for each class, the Welch ANOVA (Table 4) shows that SD is significantly 275 different between all vegetation groups ($p\text{-value} = 5^{-13}$). Games-Howell post-hoc revealed that *Coltsfoot* SD measurement is significantly different from the other classes as well as *Dryas*. The difference between *Lupine* and *Shrub* is not significant.

Topographic Wetness Index

The average TWI was 6.1 ± 1.6 . The minimum and the maximum ranged between 2.5 and 14.7 while the average by vegetation classes range between 7.4 and 5.5 with a weak deviation around the means (Table 3). *Coltsfoot* showed the highest TWI which

280 is consistent with its location in the valley (Fig. 3) and its vegetation group type, characterized by hydrophilic vegetation. The Welch ANOVA shows that wetness index extracted with TWI is significantly different between all vegetation groups with a p-value <0.001 (p-value = 6^{-14}), which again is expected to lead to different responses from TSX. The Games-Howell post-hoc test revealed that difference in TWI is not significant between *Coltsfoot* and *Shrub* units and between *Dryas* and *Lupine* (Table 5).

285 *Depth Hoar Fraction*

The DHF of the snowpack was larger than 0.5 for all vegetation classes. However, standard deviations of classes with shallow snow such as *Lupine* and *Dryas* were greater whereas the standard deviation was lower than 0.1 for *Coltsfoot* where the SD is the highest. At least one horizontal structure (ice layer or melt-freeze crust layer) was found in each snowpit. The average thickness of each ice or melt-freeze crust layer was $1.6 \text{ cm} \pm 0.7 \text{ cm}$ and the cumulative thickness average by snowpit was
290 $4.5 \text{ cm} \pm 2.8 \text{ cm}$. The maximum ice thickness (4 cm) was found at the station downstream, which would suggest that the sensitivity of the CPD to ice layers should be generally lower than what was found by Dedieu et al. (2018). The high stratification otherwise may attenuate the signal.

Table A. 3 : Averaged SD and DHF for each of the vegetation class

Vegetation class	SD and	Averaged SD	Averaged	DHF nb of	Averaged DHF $\pm \sigma$
	TWI nb of samples	$\pm \sigma$ (cm)	TWI $\pm \sigma$	samples	(%)
<i>Coltsfoot</i>	29	126.0 ± 67.6	7.4 ± 0.9	8	0.55 ± 0.06
<i>Dryas</i>	146	31.8 ± 14.1	5.9 ± 1.2	16	0.62 ± 0.31
<i>Lupine</i>	118	38.9 ± 22.3	5.5 ± 1.5	21	0.60 ± 0.21
<i>Shrub</i>	28	44.1 ± 20.6	6.8 ± 1.3	6	0.51 ± 0.18
Other units	50	69.3 ± 47.2	6.8 ± 2.4	7	0.58 ± 0.20
Average in catchment	371	47.4 ± 39.6	6.1 ± 1.6	58	0.59 ± 0.22

295 **Table A. 4 :** Post-hoc analysis with Games-Howell for snow depth in vegetation classes (non-parametric test). Each row present variance between snow depth means from two different groups. All vegetation groups were tested on each other.

Snow depth

Class 1	Class 2	Mean Difference (cm)	Standard error (cm)	p-value
<i>Coltsfoot</i>	<i>Dryas</i>	+94.2	12.60	0.001
<i>Coltsfoot</i>	<i>Lupine</i>	+87.1	12.71	0.001
<i>Coltsfoot</i>	<i>Shrub</i>	+81.9	13.14	0.001
<i>Dryas</i>	<i>Lupine</i>	-7.14	2.36	0.014
<i>Dryas</i>	<i>Shrub</i>	-12.34	4.07	0.015
<i>Lupine</i>	<i>Shrub</i>	-5.2	4.41	0.622

Table A. 5 : Post-hoc analysis with Games-Howell for the TWI (non-parametric test). Each row present variance between TWI means from two different groups. All vegetation groups were tested on each other.

TWI

Group 1	Group 2	Mean (Wetness index)	Difference (cm)	Standard error	p-value
<i>Coltsfoot</i>	<i>Dryas</i>	+1.56	0.20	0.001	
<i>Coltsfoot</i>	<i>Lupine</i>	+1.97	0.22	0.001	
<i>Coltsfoot</i>	<i>Shrub</i>	+0.63	0.30	0.147	
<i>Dryas</i>	<i>Lupine</i>	+0.41	0.17	0.076	
<i>Dryas</i>	<i>Shrub</i>	-0.93	0.26	0.003	
<i>Lupine</i>	<i>Shrub</i>	-1.34	0.28	0.001	

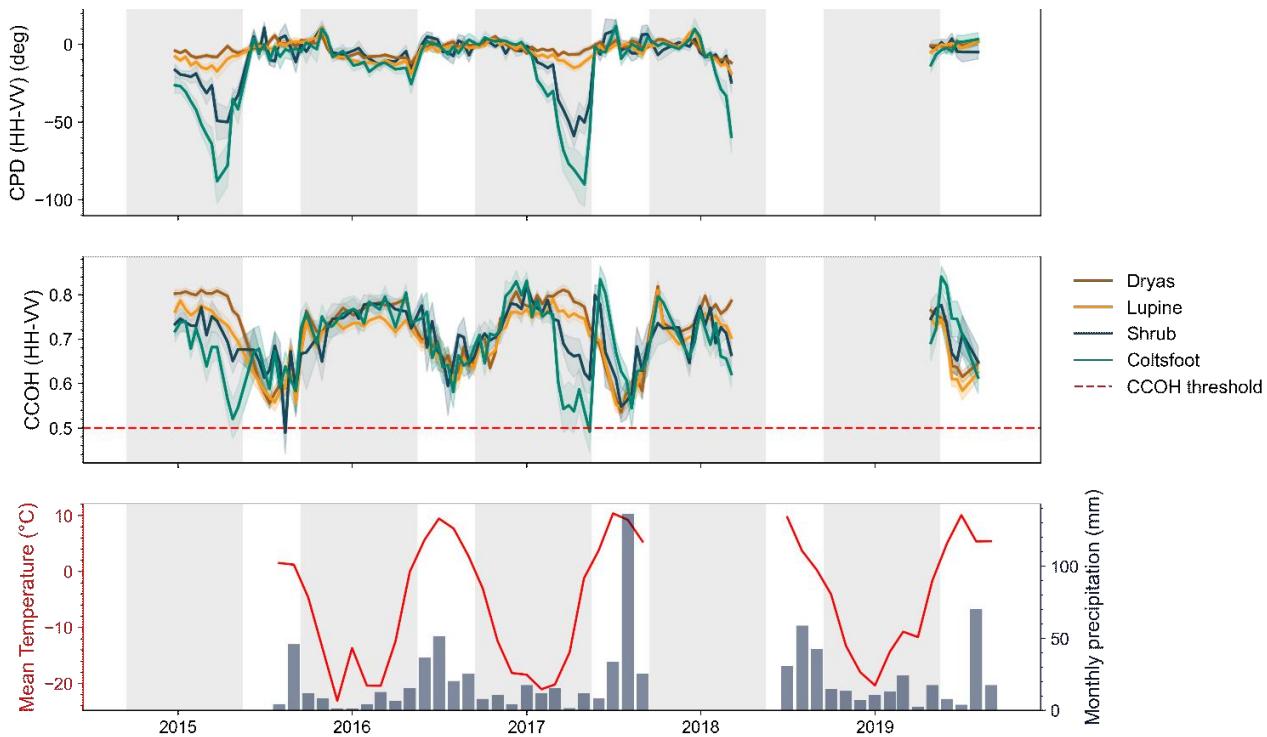
4.2. TerraSAR-X results

300 4.2.1. Spatial and temporal evolution of CPD

Figures 5a and 5c show the averaged temporal evolution of CPD and CCOH with descending orbit 24 (incidence angle = 31°) for each vegetation class as well as the confidence interval (95%). The period with presence of snow was set between mid-September and mid-May based on prior observations (Burn and Zhang, 2009; Stettner et al., 2018). Figure 5c shows the monthly average temperature and cumulative monthly precipitation on Qikiqtaruk-Herschel Island.

305 A periodicity was observed with the CPD signal, with on one side, the period of snow-free condition where the signal oscillates around zero, and on the other side, the period with snow where the signal decreased over the season suggesting an influence from the snowpack. For the 2014–2019 period, the mean CPD value during the snow season was -8.59° with annual mean ranging between 13.41° (2014–2015) and -6.42° (2017–2018). During the snow-free condition, the average CPD over the same period increased to -0.87° and ranged between -0.44° (2014–2015) and -1.32° (2015–2016). The decrease generally started in
 310 January, when the average air temperature is at its coldest (-20 °C) except in 2016, where a warming occurred, increasing the average temperature of 5 °C for that year. The two classes with taller vegetation type (*Coltsfoot* and *Shrub*) stood out during the winters 2014–2015 and 2016–2017. There the CPD decreased to -60° towards the end of the winter. The decrease in the CPD was therefore similar between the vegetation classes and is about -15°.

Overall, the coherence stayed greater than the 0.5 threshold over 2014–2019 period with an average of 0.71 ± 0.11 . The signal
 315 was lower during snow-free period where the average is 0.63 ± 0.11 . The coherence then increased around 0.76 ± 0.08 during the winter. *Coltsfoot* and *Shrub* classes showed greater variation on the coherence over the seasons and the years compared to *Lupine* and *Dryas* classes. The average CCOH by vegetation classes ranged between 0.69 ± 0.07 (for *Coltsfoot*) and 0.72 ± 0.07 (for *Dryas*).



320 **Figure A.5 :** (a) Average CPD and (b) Average CCOH by vegetation class with interval of confidence (95%) for orbit 24 (31° , descending).
 Pixels values were extracted from GPS dataset (see Fig. 2c), where $N_{\text{Coltsfoot}} = 33$, $N_{\text{Dryas}} = 140$, $N_{\text{Lupine}} = 118$, $N_{\text{Shrub}} = 29$. Winter period
 (mid-September to mid-May) is shown in shaded area. Windows pixels size is 1×1 pixel (5×5 m). (c) Meteorological data from Qikiqtaurk
 Herschel Island station (dataset from Environment Canada (2021)). The meteorological station is not equipped with a telemetry system and
 since the island is inaccessible during the winter, the lack of data during the winters 2015 and 2018 was caused by a malfunction of the
 325 station.

4.2.2. Retrieving SD per vegetation class using CPD

The dataset from 2019 was used to perform a simple linear regression analysis allowing to assess whether there is a statistically significant relationship between snow measurements (layer depth of the depth hoar, wind slab, melt-freeze crust and ice layers and mean density of each layer) and CPD. No significant correlation was found other than SD or the samples contained fewer
 330 than 10 observations which bring elusive correlation (see Appendix A for more details). The best correlations between SD and CPD were found with *Lupine* (orbit 24, desc., incidence angle 31°) and *Coltsfoot* (orbit 115, desc., incidence angle 38°) (Table 6).

The *Coltsfoot* and *Shrub* classes were characterized by similar TWI mean values as well as low TWI variance. These two classes were combined to be compared with other classes (named *Coltsfoot+Shrub* in Table 6). This grouping led to an
 335 improvement in the coefficient of determination of 0.044 as well as a decrease in p-value and standard deviation. Samples with a coefficient of determination greater than 0.50 met the assumptions of homoscedasticity as well as the absence of autocorrelation, except for the sample located in *Coltsfoot+Shrub* in the 115 orbit, and samples located in *Coltsfoot* in the

152 asc. orbit (See Table B1 for further details). These results show clearly that CPD can be used to retrieve SD, albeit not in all vegetation classes.

340 **Table A. 6 :** R-squared, p-value and standard deviation ($R^2 \pm \text{std}$ [$\text{pvalue} \pm \text{std}$]) results from linear regression analysis between SD and CPD obtained by vegetation classes and by orbits. The confidence interval was measured using the “Bootstrap with replacement” resampling technique (Nbootstrap = 1000). The standard deviation of r-squared and the p-value obtained by the technique are indicated in the results whose variance is explained to more than 50%

	<i>Lupine</i>	<i>Dryas</i>	<i>Coltsfoot</i>	<i>Coltsfoot+Shrub</i>
Orbit 24 (31°)	0.55 ± 0.11 (0.001 ± 0.004)	0.01 (0.59)	0.10 (0.55) **	0.07 (0.47)
Orbit 115 (38°)	0.01 (0.51)	0.004 (0.64)	0.72 ± 0.16 (0.00 ± 0.01)	0.74 ± 0.09 (0.00 ± 0.00)
Orbit 152 (24°)	0.02 (0.44)	0.0 (0.82)	0.68 ± 0.18 ** (0.08 ± 0.08)	0.001 (0.91)

** Fewer than 10 observations

345

5.0 Discussion

5.1. Snow distribution on Qikiqtaruk-Herschel Island

Snow Depth

On the study site, snow gets quickly redistributed across the landscape by winds. Burn and Zhang (2009) showed that SD distribution patterns were primarily driven by topography in close vicinity to the Ice Creeks. Our observations (Fig. 4) concur and expand on those from Burn and Zhang (2009) by highlighting the effect of microtopography and of vegetation in controlling SD. The SD was greater (> 100 cm) in areas characterized by shrubs and wetlands (*Coltsfoot*), which are mainly associated with valley bottom locations. There is a significant difference in SD between *Coltsfoot* and any other class, which shows that snow gets blown away on high points and slopes and accumulated in spatially constrained areas at the valley bottom (Fig. 3d and 3c). By contrast, grass-type or shallow vegetation, such as *Dryas* and *Lupine*, is found in wind-exposed areas. Deeper snow was found over *Lupine* compared to *Dryas*. The microtopography may play a role in this difference, as the standard deviation of SD is greater in the *Lupine*. There is greater variability in SD between the troughs and the top of hummocks, as documented by Wilcox et al. (2019). Thus, we can relate to this study as the distribution of snow in the Ice Creek catchment is driven primarily by vegetation and topography.

Depth Hoar Fraction

We suggest that the DHF is strongly driven by microtopography. During winter 2019, the DHF amounted to an average of 59% of the snowpack ($n = 58$). There is a greater standard deviation of these measurements in vegetation classes where the average SD is lower (less than 40 cm average depth) such as *Lupine* and *Dryas*. The effect of microtopography allows snow capture in hummock hollows early in the season and the thermal gradient from the ground to the surface varies accordingly (King et al., 2018; Wilcox et al., 2019). Depth hoar develops when a strong thermal gradient occurs between the ground and the snow surface. There are two situations where a strong gradient occurs: 1) when the SD is low and 2) when the soil is warm and the snow surface is cold. Sturm and Holmgren (1994) have shown that the depressions in tussocks or hummock are warmer than the top. The thermal gradient found in this type of vegetation class may therefore explain the large standard deviation of DHF found in *Lupine* class. Thus, the soil wetness should be higher in the hollows, but that effect might not be captured by the TWI used in this paper as its spatial resolution relies on a 2 m resolution DEM.

Comparison over Snow Classification

The snow characteristics observed over the Ice Creek catchment are consistent with the literature. We compared our statistics to the classification proposed by Royer et al. (2021) and observed a good fit with the Herbaceous and low shrub tundra snow class (Table 7). The standard deviation of the mean snow depth from our study site and from Royer et al. (2021) classification are both greater than 80%. The local topography inherited from the last glaciation (Late Wisconsin) is specific to Qikiqtaruk-Herschel Island and could explain higher snow depth, and therefore higher SWE and density. The maritime effect observed on Qikiqtaruk (Cray and Pollard, 2015) could also explain the warmer mean temperature during winter. All study sites used in

Royer et al. (2021) classification are in the East of Canada. Further studies and datasets from the western part of Canada would greatly improve the snow classification.

380

Table A. 7 : Comparison of snow characteristics with Royer et al. (2021) classification. Mean temperature was extracted from 1974-2019 meteorological station from Qikiqtaruk Herschel Island and for the winter season (December to March as define by Royer et al (2021)).

		Latitude range ($^{\circ}$ N)	Mean Temperature ($^{\circ}$ C)	SWE \pm Std (mm)	SD \pm Std (cm)	Density \pm Std (kg m $^{-3}$)
Qikiqtaruk Island	Herschel	68-69	-22.1	142.6 \pm 99.1	47.4 \pm 39.6	343.8 \pm 73.7
Herbaceous and low shrub tundra snow (from Royer et al. (2021))		58-74	-23.6	132.9 \pm 57.6	43.1 \pm 35.2	315.3 \pm 49.1

5.2. CPD Spatio-temporal evolution and SD correlation

The high-resolution vegetation classification used in this paper allowed us to show that CPD varies greatly according to seasons and vegetation class (Fig. 5). Overall, the CPD signal decreased during winter and increased rapidly during melt. This concurs with observations from Leinss et al. (2014, 2016) made in Sodankylä. According to the model developed by Leinss (2014,

385 2016), the strong CPD decrease observed in 2015 and 2017 winters over shrubs areas could be explained by fresh snow accumulation or dominance in horizontal structures. However, the snow distribution analysis showed that the *Shrub* class has shallow snow, making it, SD-wise, significantly different from the *Coltsfoot* class, meaning the result doesn't show that the

390 measured CPD signal is entirely governed by the snowpack. The CPD evolution over different vegetation classes is significantly different between two distinct groups: tall vegetation zones (*Coltsfoot* and *Shrubs*) and low vegetation zones (*Lupine* and *Dryas*). The small decrease observed at *Lupine* and *Dryas* classes could indicate an influence from the ground, as the snow depth measured is less than 30 cm and highly stratified. The effect from inhomogeneities within the snowpack does not support this case, as the CCOH is greater of 0.5 for each pixel. Although the snowpack was highly stratified, each ice

395 layers or melt-freeze crust was in average less than 2 cm thick, which is thinner than the ice layers in the snowpacks studied by Dedieu et al. (2018). It may explain why the linear regression analysis of CPD shows the best results with the total SD (*i.e.* less sensitive to small crusts), which has never been observed before.

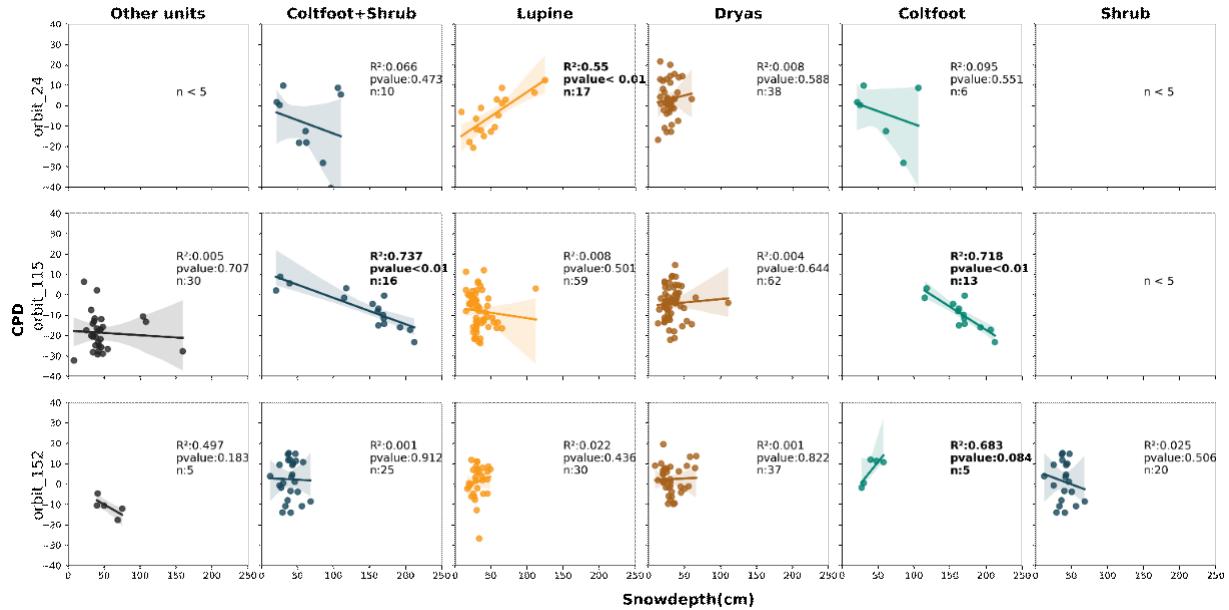
A high level of moisture in the ground will lead to major dielectric contrast at the snow-soil interface, hence limiting the penetration depth of the radar signal (Duguay et al., 2015). Thus, the sensitivity of the signal to ground conditions decreases.

400 Duguay et al. (2015) also showed a strong saturation of TSX signal in the areas with shrubs greater than 50 cm. The shrubs

may explain the best correlation observed in Table 6 as Myers-Smith et al. (2019) report an increase of the canopy where the measured shrubs at the bottom of the valley were more than a meter.

The TWI variance analysis shows that there is no significant variance between *Coltsfoot—Shrub* classes and between *Lupine—Dryas* classes, which could explain the strong decrease of the signal observed in mid-winter (Fig. 5). A high TWI indicates a high-water accumulation potential, hence a higher saturation of the soil. In the microwave range, soil saturation increases the dielectric properties of the soil. The sensitivity of the X-band radar signal is then higher, which allows the interface between the snowpack and the ground to be well discriminated. Thus, CPD captures snow accumulation well across winter in areas of higher potential of soil moisture, while soils with lower potential moisture are likely to contribute to the CPD signal and thus reduce the correlation between snow depth and CPD signal.

We suggest the increase in the r-squared depends on the soil moisture because there is less contribution from the ground on the backscatter signal. A higher incidence angle ($> 30^\circ$) improve the results, agreeing with Leinss et al. (2014). The use of the TWI is promising for the snow-SAR dynamics as it is easy to compute and relies on topographic datasets that are now widely available for the entire Arctic. Furthermore, no correlation was found between retrieval performance of SD and DHF, suggesting that the poor performance over *Dryas* class is explained by soil contributions. The relatively conclusive results for the *Lupine* class at orbit 24 show an inverse correlation (Fig. 6) which contradicts with Leinss et al. (2014). We hypothesize that the tussock depressions are preferential areas for the formation of depth hoar, caused by the effect of microtopography. Thus, vertical structures are dominant in the snowpack, which could explain an increase of vertical structure where the snowpack is deeper at this vegetation class. Further analysis should be done on the soil moisture and on the effect of the depth hoar distribution to better capture the wetness of hummocky area and how it can improve retrievals of SD.



420

Figure A.6 : Correlation analysis between CPD and snow depth.

6.0 Conclusion

This study was the first to investigate the potential of co-polar phase difference (CPD) derived from TerraSAR-X data in combination with snowpit characterization over Qikiqtaruk-Herschel Island. We were able to find a variability in SD and TWI depending on vegetation classes extracted from a high-resolution map of vegetation cover. Classifying snowpits by vegetation classes on Qikiqtaruk-Herschel Island shows respectable results, helping to demonstrate the effect of topography and hence the moisture rate of the ground on CPD signal. The 2019 dataset shows a high heterogenous snowpack with different ice layers and with a DHF representing in average more than half of the snowpack.

Despite this complex snowpack, we demonstrate a correlation between the CPD and the SD when certain conditions are met. A high incidence angle ($> 30^\circ$) with a high TWI (> 7.0) allows to show a correlation between SD and CPD with R-squared up to 0.72. CPD cannot be used to extract the fresh snow in an arctic context, as the penetration of the electromagnetic wave tend to go through the entire snowpack.

The *in-situ* data used for the present study do not cover the entire winter on Qikiqtaruk-Herschel Island, which brings uncertainties on snow depth characterization with CPD. The maritime climate of Qikiqtaruk-Herschel Island may advance the snow melt period and provoke a shift to a wet metamorphism regime of the snowpack. The lack of consistent stratigraphy measurement over the winter is still a major limit in snow studies. Consistent stratigraphy measurement over the winter would improve the understanding of the snowpack metamorphism regime.

425

430

435

Focus of future studies could be the threshold sensitivity to TWI and the incidence angle of snow depth retrievals to map snow depth in such environments and to evaluate the potential of using interpolation tools to cover the gaps in SD information over
440 dryer vegetation types.

Code and data availability. Data and code are made available upon request from the corresponding author.

Author contributions. JVS performed this study as part of her Master thesis project, co-supervised by AL and HL. JVS, SS,
445 and AW designed the methodology. JVS wrote the code, performed the field measurements and the analysis. The original idea and method were developed by JVS, AL and HL. AW performed the SAR preprocessing, AR, AW and JPD support in the SAR analysis. The manuscript was written by JVS and edited by all the co-authors.

Competing interests. The authors declare they have no conflict of interest.

450

Acknowledgment. This work was funded by Mitacs-Globalink, the EU Horizon 2020 program (Nunataryuk, grant no°773421 and Polar Knowledge Canada. TerraSAR-X imagery was provided by the German Aerospace Centre (© DLR 2019). We would like to thank the Aurora Research Institute, the Yukon Territorial Government and Yukon Parks (Herschel Island Qikiqtaruk Territorial Park) for administrative and logistical support, and the Inuvialuit people for the opportunity to conduct research
455 on their traditional lands. JVS would like to thank Vincent Sasseville for the fieldwork support and Silvan Leinss for the several exchanges and discussion on CPD method.

References

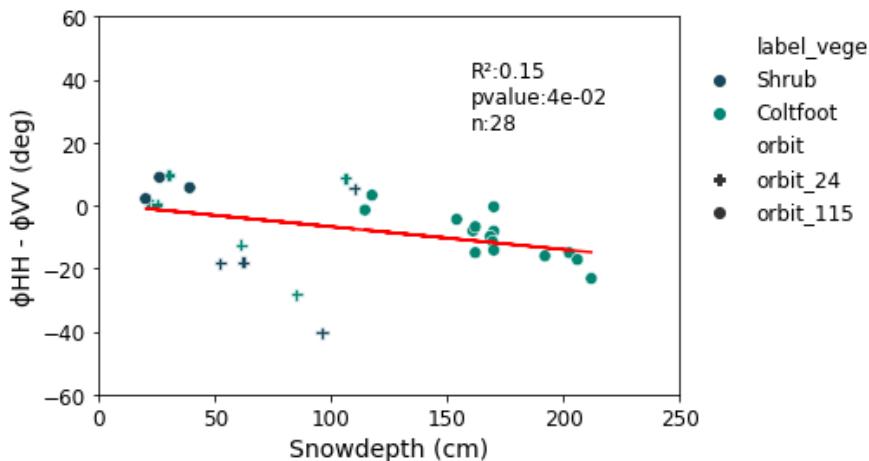
- AMAP: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. [online] Available from: <https://www.apmap.no/documents/doc/snow-water-ice-and-permafrost-in-the-arctic-swipa-2017/1610>, 2017.
- 460 Bernier, M., Dedieu, J. P. and Duguay, Y.: Snow characterization using radar imaging, in Land Surface Remote Sensing in Continental Hydrology, pp. 139–182., 2016.
- Berteaux, D., Gauthier, G., Domine, F., Ims, R. A., Lamoureux, S. F., Lévesque, E. and Yoccoz, N.: Effects of changing permafrost and snow conditions on tundra wildlife: critical places and times, *Arct. Sci.*, 3(2), 65–90, doi:10.1139/as-2016-0023, 2017.
- 465 Beven, K. J. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43–69, doi:10.1080/02626667909491834, 1979.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J. W., Brown, R. D., Ehrich, D., Essery, R. L. H., Heilig, A., Ingvander, S., Johansson, C., Johansson, M., Jónsdóttir, I. S., Inga, N., Luoju, K., Macelloni, G., Mariash, H., McLennan, D., Rosqvist, G. N., Sato, A., Savela, H., Schneebeli, M., Sokolov, A., Sokratov, S. A., Terzaghi, S., Vikhamar-Schuler, D., Williamson, S., Qiu, Y. and Callaghan, T. V: Changing Arctic snow cover: A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts,
470 *Ambio*, 45(5), 516–537, doi:10.1007/s13280-016-0770-0, 2016.
- Burn, C. R. and Zhang, Y.: Permafrost and climate change at Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon Territory, Canada, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 114(2), 1–16, doi:10.1029/2008JF001087, 2009.

- Calonne, N., Flin, F., Geindreau, C., Lesaffre, B. and Rolland Du Roscoat, S.: Study of a temperature gradient metamorphism of snow from 3-D images: Time evolution of microstructures, physical properties and their associated anisotropy, *Cryosphere*, 8(6), 2255–2274, doi:10.5194/tc-8-2255-2014, 2014.
- Chang, P. S., Mead, J. B., Knapp, E. J., Sadowy, G. A., Davis, R. E. and McIntosh, R. E.: Polarimetric Backscatter from fresh and metamorphic snowcover at millimeter wavelengths, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 44(1), 58–73, doi:10.1109/8.477529, 1996.
- Clark, M. P., Hendrikx, J., Slater, A. G., Kavetski, D., Anderson, B., Cullen, N. J., Kerr, T., Örn Hreinsson, E. and Woods, R. A.: Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review, *Water Resour. Res.*, 47(7), doi:10.1029/2011WR010745, 2011.
- Colbeck, S. C.: Theory of Metamorphism of Wet Snow., US Army Corps Eng Cold Reg Res Eng Lab Res Rep, 88(313), 5475–5482, 1973.
- Colbeck, S. C.: An overview of seasonal snow metamorphism, *Rev. Geophys.*, 20(1), 45–61, doi:10.1029/RG020i001p00045, 1982.
- Cray, H. A. and Pollard, W. H.: Vegetation recovery patterns following permafrost disturbance in a Low Arctic setting: Case study of Herschel Island, Yukon, Canada, *Arctic, Antarct. Alp. Res.*, 47(1), 99–113, doi:10.1657/AAAR0013-076, 2015.
- Dedieu, J., Negrelle, C., Jacobi, H., Duguay, Y., Boike, J., Bernard, E., Westermann, S., Gallet, J. and Wendleder, A.: Improvement of snow physical parameters retrieval using SAR data in the Arctic (Svalbard), in *International Snow Science Workshop*, pp. 303–307, Innsbruck, Austria. [online] Available from: <https://www.issw2018.com/en/>, 2018.
- Dolant, C., Montpetit, B., Langlois, A., Brucker, L., Zolina, O., Johnson, C. A., Royer, A. and Smith, P.: Assessment of the Barren Ground Caribou Die-off During Winter 2015–2016 Using Passive Microwave Observations, *Geophys. Res. Lett.*, 45(10), 4908–4916, doi:10.1029/2017GL076752, 2018.
- Domine, F., Barrere, M. and Morin, S.: The growth of shrubs on high Arctic tundra at Bylot Island: Impact on snow physical properties and permafrost thermal regime, *Biogeosciences*, 13(23), 6471–6486, doi:10.5194/bg-13-6471-2016, 2016.
- Domine, F., Picard, G., Morin, S. and Barrere, M.: Major Issues in Simulating some Arctic Snowpack Properties Using Current Detailed Snow Physics Models . Consequences for the Thermal Regime and Water Budget of Permafrost, , doi:10.1029/2018MS001445, 2018a.
- Domine, F., Belke-Brea, M., Sarrazin, D., Arnaud, L., Barrere, M. and Poirier, M.: Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic snowpack, *J. Glaciol.*, 64(248), 990–1002, doi:10.1017/jog.2018.89, 2018b.
- Duguay, Y., Bernier, M., Lévesque, E. and Tremblay, B.: Potential of C and X band SAR for shrub growth monitoring in sub-arctic environments, *Remote Sens.*, 7(7), 9410–9430, doi:10.3390/rs70709410, 2015.
- Eischeid, I.: Mapping of soil organic carbon and nitrogen in two small adjacent Arctic watersheds on Herschel Island, Yukon Territory, University of Hohenheim. [online] Available from: 10013/epic.47347.d001, 2015.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K. and Sokratov, S. A.: The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, UNESCO/IHP., 2009.
- Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, R. and Robinson, D. A.: A review of global satellite-derived snow products, *Adv. Sp. Res.*, 50(8), 1007–1029, doi:10.1016/j.asr.2011.12.021, 2012.
- Games, P. a and Howell, J. F.: Statistics Key words : Multiple Comparisons ; iances ; Unequal Sample Sizes Means ; Heterogeneous Games and Howell, J. Educ. Stat., 1(2), 113–125, 1976.
- Goodrich, L. E.: The influence of snow cover on the ground thermal regime, *Can. Geotech. J.*, 19(4), 421–432, doi:10.1139/t82-047, 1982.
- Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Cais, P., Tarnocai, C. and Boike, J.: How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-Arctic area, *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, 117(2), 1–11, doi:10.1029/2011JG001916, 2012.
- Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M. and Schneebeli, M.: Observation and modelling of snow at a polygonal tundra

- permafrost site: spatial variability and thermal implications, *Cryosph. Discuss.*, (January), 1–43, doi:10.5194/tc-2017-280, 2018.
- IPCC: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Intergov. Panel Clim. Chang., undefined [online] Available from: <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/>, 2019.
- 515 Kankaanpää, T., Skov, K., Abrego, N., Lund, M., Schmidt, N. M. and Roslin, T.: Spatiotemporal snowmelt patterns within a high Arctic landscape, with implications for flora and fauna, *Arctic, Antarct. Alp. Res.*, 50(1), 1–17, doi:10.1080/15230430.2017.1415624, 2018.
- King, J., Derksen, C., Toose, P., Langlois, A., Larsen, C., Lemmettyinen, J., Marsh, P., Montpetit, B., Roy, A., Rutter, N. and Sturm, M.: The influence of snow microstructure on dual-frequency radar measurements in a tundra environment, *Remote Sens. Environ.*, 215(December 2017), 242–254, doi:10.1016/j.rse.2018.05.028, 2018.
- 520 Lantuit, H. and Pollard, W. H.: Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada, *Geomorphology*, 95(1–2), 84–102, doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.040, 2008.
- Leinss, S., Parrella, G. and Hajnsek, I.: Snow height determination by polarimetric phase differences in X-band SAR data, *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, 7(9), 3794–3810, 2014.
- 525 Leinss, S., Löwe, H., Proksch, M., Lemmettyinen, J., Wiesmann, A. and Hajnsek, I.: Anisotropy of seasonal snow measured by polarimetric phase differences in radar time series, *Cryosph.*, 10(4), 1771–1797, 2016.
- Mätzler, C.: Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover, *Remote Sens. Rev.*, 2(2), 259–387, doi:10.1080/02757258709532086, 1987.
- 530 Myers-Smith, I., Grabowski, M. M., Thomas, H. J. D., Bjorkman, A. D., Cunliffe, A. M., Assmann, J. J., Boyle, J., Mcleod, E., Mcleod, S., Joe, R., Lennie, P., Arey, D. and Gordon, R.: Eighteen years of ecological monitoring reveals multiple lines of evidence for tundra vegetation change, *Ecol. Monogr.*, 89(2), doi:10.1002/ecm.1351, 2019.
- Myers-Smith, I. H., Hik, D. S., Kennedy, C., Cooley, D., Johnstone, J. F., Kenney, A. J. and Krebs, C. J.: Expansion of canopy-forming willows over the twentieth century on Herschel Island, Yukon Territory, Canada, *Ambio*, 40(6), 610–623, doi:10.1007/s13280-011-0168-y, 2011a.
- 535 Myers-Smith, I. H., Forbes, B. C., Wilmingking, M., Hallinger, M., Lantz, T., Blok, D., Tape, K. D., Macias-Fauria, M., Sass-Klaassen, U., Lévesque, E., Boudreau, S., Ropars, P., Hermanutz, L., Trant, A., Collier, L. S., Weijers, S., Rozema, J., Rayback, S. A., Schmidt, N. M., Schaepman-Strub, G., Wipf, S., Rixen, C., Ménard, C. B., Venn, S., Goetz, S., Andreu-Hayles, L., Elmendorf, S., Ravolainen, V., Welker, J., Grogan, P., Epstein, H. E. and Hik, D. S.: Shrub expansion in tundra ecosystems: Dynamics, impacts and research priorities, *Environ. Res. Lett.*, 6(4), doi:10.1088/1748-9326/6/4/045509, 2011b.
- O’Callaghan, J. F. and Mark, D. M.: The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Vision, Graph. Image Process.*, 28(3), 323–344, doi:10.1016/0734-189X(89)90053-4, 1984.
- Patil, A., Singh, G. and Rüdiger, C.: Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data, *Remote Sens.*, 12(7), 1–11, doi:10.3390/rs12071183, 2020.
- Poirier, M., Gauthier, G. and Domine, F.: What guides lemmings movements through the snowpack?, *J. Mammal.*, 100(5), 1416–1426, doi:10.1093/jmammal/gyz129, 2019.
- 545 Pollard, W.: The nature and origin of ground ice in the herschel island area, Yukon Territory, *Nordicana*, (54), 23–30, 1990.
- Pomeroy, J. W., Bewley, D. S., Essery, R. L. H., Hedstrom, N. R., Link, T., Granger, R. J., Sicart, J. E., Ellis, C. R. and Janowicz, J. R.: Shrub tundra snowmelt, *Hydrol. Process.*, 20(4), 923–941, doi:10.1002/hyp.6124, 2006.
- Porter, C., Morin, P., Howat, I., Noh, M.-J., Bates, B., Peterman, K., Keesey, S., Schlenk, M., Gardiner, J., Tomko, K., Willis, M., Kelleher, C., Cloutier, M., Husby, E., Foga, S., Nakamura, H., Platson, M., Wethington Michael, J., Williamson, C., Bauer, G., Enos, J., Arnold, G., Kramer, W., Becker, P., Doshi, A., D’Souza, C., Cummens, P., Laurier, F. and Bojesen, M.: ArcticDEM, , doi:10.7910/DVN/OHHUKH, 2018.

- Rott, H. and Matzler, C.: Possibilities and limits of synthetic aperture radar for snow and glacier surveying, *Ann. Glaciol.*, 9, 195–199, doi:doi:10.1071/SRB04Abs021, 1987.
- 555 Royer, A., Domine, F., Roy, A., Langlois, A., Davesne, G., Royer, A., Domine, F., Roy, A. and Langlois, A.: New northern snowpack classification linked to vegetation cover on a latitudinal mega-transect across northeastern Canada, *Écoscience*, 00(00), 1–18, doi:10.1080/11956860.2021.1898775, 2021.
- Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., Toose, P., Royer, A., Montpetit, B., Langlois, A., Lemmetyinen, J. and Pulliainen, J.: Snow stratigraphic heterogeneity within ground-based passive microwave radiometer footprints: Implications for emission modeling, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119(3), 550–565, doi:10.1002/2013JF003017, 2014.
- 560 Schmitt, A.: Multiscale and Multidirectional Multilooking for SAR Image Enhancement, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 54(9), 5117–5134, doi:10.1109/TGRS.2016.2555624, 2016.
- Schmitt, A., Wendleder, A. and Hinz, S.: The Kennaugh element framework for multi-scale, multi-polarized, multi-temporal and multi-frequency SAR image preparation, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 102, 122–139, doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.01.007, 2015.
- 565 Schneebeli, M. and Sokratov, S. A.: Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity, *Hydrol. Process.*, 18, 3655–3665, doi:10.1002/hyp.5800, 2004.
- Short, N., Brisco, B., Couture, N., Pollard, W., Murnaghan, K. and Budkevitsch, P.: A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada, *Remote Sens. Environ.*, 115(12), 3491–3506, doi:10.1016/j.rse.2011.08.012, 2011.
- 570 Smith, C. A. S., Kennedy, C. E., Hargrave, A. E. and McKenna, K. M.: Soil and vegetation of Herschel Island, Yukon territory, Yukon Soil Surv. Rep., 1, 1989.
- Solomon, S. M.: Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, northwest territories, Canada, *Geo-Marine Lett.*, 25(2–3), 127–137, doi:10.1007/s00367-004-0194-x, 2005.
- 575 Stettner, S., Lantuit, H., Heim, B., Eppler, J., Roth, A., Bartsch, A. and Rabus, B.: TerraSAR-X time series fill a gap in spaceborne Snowmelt Monitoring of small Arctic Catchments-A case study on Qikiqtaurk (Herschel Island), Canada, *Remote Sens.*, 10(7), 1155, doi:10.3390/rs10071155, 2018.
- Stieglitz, M., Déry, S. J., Romanovsky, V. E. and Osterkamp, T. E.: The role of snow cover in the warming of arctic permafrost, *Geophys. Res. Lett.*, 30(13), 2003.
- Sturm, M. and Holmgren, J.: Effects of microtopography on texture, temperature and heat flow in Arctic and sub-Arctic snow, *Ann. Glaciol.*, 19, 63–68, doi:10.1017/s0260305500010995, 1994.
- 580 Sturm, M., Holmgren, J. and Liston, G. E.: A seasonal snow cover classification system for local to global applications, *J. Clim.*, 8(5), 1261–1283, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2, 1995.
- Sturm, M., McFadden, J. P., Liston, G. E., Stuart Chapin, F., Racine, C. H. and Holmgren, J.: Snow-shrub interactions in Arctic Tundra: A hypothesis with climatic implications, *J. Clim.*, 14(3), 336–344, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2, 2001.
- 585 Sturm, M., Derksen, C., Liston, G., Silis, A., Solie, D., Holmgren, J., Huntington, H. and Liston, G.: A Reconnaissance Snow Survey across Northwest Territories and Nunavut, Canada, April 2007, Erdc/Crrel, (April 2007), 2008.
- Thompson, A., Kelly, R. and Marsh, P.: Spatial variability of snow at Trail Valley Creek , NWT, in 73rd Eastern Snow Conference, pp. 101–108, Columbus, Ohio, USA., 2016.
- Wilcox, E. J., Keim, D., de Jong, T., Walker, B., Sonnentag, O., Sniderhan, A. E., Mann, P. and Marsh, P.: Tundra shrub expansion may amplify permafrost thaw by advancing snowmelt timing, *Arct. Sci.*, 5(4), 202–217, doi:10.1139/as-2018-0028, 2019.
- 590 Wolter, J., Lantuit, H., Fritz, M., Macias-Fauria, M., Myers-Smith, I. and Herzschuh, U.: Vegetation composition and shrub extent on the Yukon coast, Canada, are strongly linked to ice-wedge polygon degradation, *Polar Res.*, 35(2016), doi:10.3402/polar.v35.27489, 2016.

Appendix A: Complementary results



595

Figure 1A: Linear regression between CPD and snowdepth on descending orbit (orbits 24 and 115) without TWI threshold.

Table A1 show the complementary results retrieved during the linear regression analysis, between CPD and every snow variable measured on the field. Results with R^2 greater or equal to 0.5 are shown in bold character. The samples may vary 600 when a measurement was not possible during the field campaign.

Each variables describe a characteristic sampled in the snowpit:

H_tot : Snow depth (cm).

H_ws : Wind slab height (cm).

H_dh : Depth hoar height (cm).

605 H_tot_ice : Snow height to the first ice layer observed in the snowpit (cm). The ice layer thickness must be greater than 2 cm.

H_tot_mf : Snow height to the first meltfreeze crust (cm).

Density_moy : Average snow density (kg m^{-3})

Density_dh : Average density for the depth hoar layer (kg m^{-3}).

Ssa_ws : Average *snow surface area* measured in the wind slab layer.

610 Ratio_df : Depth hoar fraction in the snowpit (%)

Cumul_tot : Cumulative thickness of horizontal layers (meltfreeze crust, ice lens, in cm).

Ice_cumul : Cumulative thickness of ice lens (cm). cumulée de couche de glace

Cumul_crust : Cumulative thickness of meltfreeze crust (cm).

Ratio_ws : Windslab ratio in the snowpit (%)

615

Table A1. Complementary results retrieved during the linear regression analysis. The standard deviation with bootstrap is not show as the results with R^2 greater than 0.5 have samples with less than 8 observations.

Orbit 115												
	ratio_dh	ice	cumul	density	density	ratio_ws	h_tot_mf	h_tot_ice	h_dh	h_ws	h_tot	ssa_ws
		cumul	crust	moy	dh							
R² (pvalue)	0.0 (0.86)	0.16	0.17	0.06	0.03	0.00	0.00	0.07	0.22	0.09	0.31	0.05
		(0.15)	(0.13)	(0.42)	(0.60)	(0.92)	(0.93)	(0.36)	(0.08)	(0.28)	(0.03)	(0.46)
sample	15	15	15	14	13	15	15	15	15	15	15	13

Orbit 152													
	ssa_ws	ice_cu	Cumul	h_tot	h_ws	h_dh	h_tot	h_tot	ratio_w	Density	Density	Cumul	Rati
	mul	tot				mf	ice	s	dh	moy	crust	o	dh
R² (pvalue)	0.04	0.46(0.0	0.64	0.45(0.0	0.48	0.02	0.38	0.19	0.09	0.0	0.51	0.34	0.27
	(0.7)	6)	(0.02)	7)	(0.06)	(0.72)	(0.19)	(0.28)	(0.56)	(0.98)	(0.05)	(0.17)	(0.1
													9)
sample	6	8	8	8	8	8	6	8	6	8	8	7	8

Orbit 24													
	cumul	ratio	density	density	ratio	ssa	h_tot_i	h_dh	h_ws	h_tot	ice_cu	h_tot_	cumul_tot
	crust	ws	moy	dh	dh	ws	ce				mul	mf	
R² (pvalue)	0.02	0.02	0.01	0.09	0.0	0.01	0.03	0.04	0.03	0.0	0.2	0.03	0.08 (0.33)
	(0.64)	(0.6)	(0.7)	(0.33)	(0.83)	(0.76)	(0.59)	(0.49)	(0.59)	(0.87)	(0.14)	(0.55)	
sample	13	14	14	13	14	12	12	14	14	14	12	13	14

Appendix B: Statistical analysis assumptions and results

Homoscedasticity

Linear least squares regression assumes that the residuals come from a population where the variance is constant. When heteroscedasticity is present, the result is therefore unreliable. The Breusch-Pagan statistical test evaluates the assumption of homoscedasticity, *i.e.* the consistency of the error variance in a linear regression model.

The assumptions are:

null hypothesis (H_0): Homoscedasticity is present

alternative hypothesis (H_a): Homoscedasticity is not present (heteroscedasticity is present)

If the p-value of the Lagrange multiplier statistic (LMS) is greater than 0.05, the probability of homoscedasticity is greater than 5%. The null hypothesis is therefore retained. In the opposite case (p-value < 0.05), the probability of homoscedasticity is less than 5%. The alternative hypothesis is then adopted.

Autocorrelation

The Durbin-Watson test (DW) is used to test the autocorrelation of residuals in linear regression models. It assesses whether the residuals are independent.

The assumptions are:

H_0 : There is no correlation between the residuals

H_a : The residuals are autocorrelated.

The results are expected between 0 and 4. Values between 1.5 and 2.5 indicates no autocorrelation. Results near 0 show positive autocorrelation, while results near 4 show negative autocorrelation.

Table B1. statistical test results for CPD and snowdepth correlation analysis. Each model represents a divided sample in function of vegetation class and TSX orbit. Results with an R^2 greater than 0.5 is shown. Durbin-Watson test (DW) and the Breusch-Pagan test (LMS) were selected to assess the autocorrelation for the first and the homoscedasticity for the latter. LMS stand for Lagrange multiplier statistic

Vegetation class	orbit	N	R^2	Adjusted	DW	LMS	LMS
		observatio		R^2			
		ns					p-value
<i>Lupine</i>	24	17	0.55	0.52	1.80	2.51	0.11
<i>Coltsfoot</i>	115	16	0.70	0.68	2.01	1.65	0.19
<i>Coltsfoot+Shrub</i>	115	19	0.75	0.73	0.81	3.48	0.06
<i>Coltsfoot</i>	152	5	0.68	0.58	1.37	2.03	0.15

5. Résultats complémentaires

5.1. Régressions linéaires par écoclasse

L’analyse de régressions linéaires, dont la méthode est décrite à la section 3.3.2 *Linking snow depth to CPD*, a été réalisée avec les écoclasses présentées par Smith et al. (1984) afin de comparer les résultats (tab. 3). Les résultats des tests d’autocorrélation et d’homoscédasticité sont présentés à l’annexe 1. Les groupes *Shrub* et *Wet Terrain* ont été combinés dans une nouvelle classe puisque la classe *Shrub* vient d’une nouvelle classification proposée par Eischeid et al. (2015) qui tient compte de l’absence de plante hydrophile dans cette catégorie. Les meilleurs résultats proviennent encore des regroupements où les classes de végétation ont TWI est élevé (> 7.0) et dont l’angle d’incidence de l’orbite est élevé. L’échantillon du groupe *Wet Terrain – Orbit 24* qui présente le meilleur coefficient de détermination est toutefois faible ($n=6$) et le résultat n’est donc pas robuste. Il est en revanche intéressant d’observer l’impact du TWI dans les résultats, supportant l’hypothèse de la dépendance du CPD à l’index d’humidité du sol.

Tableau 3 : Résultats d'analyse de régressions linéaires entre l'épaisseur de neige et le CPD regroupé par écoclasses et par orbites L'écart-type est extrait au moyen de la technique de « Bootstrap avec remplacement » (Bootstrap = 1000).

Écoclasses	<i>Plover-Jaeger</i>	<i>Komakuk</i>	<i>Herschel</i>	<i>Wet terrain</i>	<i>Shrub</i>	<i>Wet Terrain + Shrub</i>
TWI (moy. ± écart- type)	$5,6 \pm 1,6$	$5,9 \pm 1,2$	$5,8 \pm 2,1$	$7,8 \pm 1,9$	$6,8 \pm 1,4$	$7,3 \pm 1,7$
$R^2 \pm \text{écart-type}$ (<i>pvalue</i> ± écart-type)						
Orbit 24 (31°)	0,54 ± 0,16 (<i>0,002 ±</i> <i>0,023</i>)	0.00 (<i>0,98</i>)	<i>N</i> = 0	0,86 ± 0,09 ** (<i>0,006 ±</i> <i>0,12</i>)	0,27 (<i>0,30</i>)	0,023 (<i>0,63</i>)
Orbit 115 (38°)	0,016 (<i>0,38</i>)	0.00 (<i>0,91</i>)	0,001 (<i>0,86</i>)	0,43 (<i>0,006</i>)	0,06 (<i>0,60</i>) ** (<i>0,000 ±</i> <i>0,000</i>)	0,56 ± 0,093
Orbit 152 (24°)	0,054 (<i>0,23</i>)	0.00 (<i>0,93</i>)	<i>N</i> = 0	0,06 (<i>0,63</i>) **	0,025 (<i>0,51</i>)	0,005 (<i>0,74</i>)

** Échantillon inférieur à 10 observations

6. Conclusion générale

Dans cette étude, le changement de phase copolaire de l'onde à partir de TSX a été analysé et comparé aux mesures de neiges acquises lors de la campagne printanière de 2019 sur l'Île Herschel au Yukon. Cette analyse à caractère empirique est la première à intégrer les puits de neige sur l'île Herschel dans un contexte de télédétection. Le projet visait 3 objectifs spécifiques qui étaient de 1) Quantifier la variabilité spatio-temporelle des propriétés géophysiques et de l'épaisseur du manteau neigeux dans un bassin versant arctique; 2) Extraire des données de télédétection radar du satellite TSX sur le bassin versant et analyser l'évolution spatio-temporelle du CPD et 3) Étudier les liens entre les propriétés nivales mesurées en (i) et le CPD en (ii) dans le but d'évaluer le potentiel de TSX à mesurer l'épaisseur du couvert nival à travers différentes classes de végétation.

L'analyse de corrélation entre le CPD et les propriétés nivales (annexe 3) a présenté de meilleurs résultats avec l'épaisseur de neige totale présentés à la section 4.2.2. *Retrieving SD per vegetation class using CPD.* Celle-ci est néanmoins fonction de la classe de végétation au sol, plus spécifiquement les classes présentant un TWI élevé. Encore ici, les résultats divergent de Dedieu et al. (2018) où les meilleures corrélations sont obtenues avec l'épaisseur de neige jusqu'à la première couche de glace rencontrée dans le manteau neigeux. Bien que leur site d'étude soit situé en milieu arctique, la plus grande différence réside dans la couverture du sol qui est de type rocheux et aride, donc composé d'un TWI faible. L'étude de Dedieu et al. (2018) présente aussi des épaisseurs de couche de glace nettement supérieure (> 4 cm) à celles observées sur Herschel dont la moyenne est de 1,6 cm. La pénétration du signal CPD peut donc être fortement influencée par la présence de couche de glace en fonction de son épaisseur.

Les résultats de ce mémoire démontrent que le signal évolue différemment en fonction des classes de végétation au sol. Ces résultats diffèrent en partie de ceux de Leinss et al. (2014), où une différence non significative a été observé entre les classes de végétation et ont été plutôt divisé entre les zones forestières et les zones composées de végétation épars ou du sol nu. La classification de couverture du sol utilisé par Leinss et al. (2014) présenté toutefois une résolution de 25 m et les meilleurs résultats étaient obtenus lorsque le filtre était appliqué sur une fenêtre de pixels entre 15x 15 et 100 x 100 pixels, ce qui représente une taille de pixel supérieure à 35 x 35

m. Nous suggérons que cette résolution ne peut s'appliquer à des milieux arctiques similaires à l'île Qikiqtaruk-Herschel puisque la pénétration du signal atteint l'interface entre la neige et le sol et que l'hétérogénéité de la couverture du sol est importante. Conséquemment, la caractérisation de l'humidité du sol est essentielle afin d'extraire une corrélation avec l'épaisseur de neige totale.

6.1. Vérifications des hypothèses

6.1.1. Développement d'une relation empirique entre le changement de phase copolaire et la structure du manteau neigeux

Les résultats démontrent bien le potentiel du changement de phase copolaire de l'onde en milieu arctique dans la caractérisation de la neige. La connaissance de la couverture du sol est toutefois essentielle, ainsi que les caractéristiques choisies du radar. L'étude démontre aussi que l'application d'un masque sur les pentes supérieure à 10° permet d'améliorer les résultats. Outre l'épaisseur de neige, aucune relation empirique n'a été observée avec le manteau neigeux (voir l'annexe 3 pour l'ensemble des résultats). Il y a toutefois une limite dans la méthode puisque les échantillons de puits de neige par classe de végétation sont insuffisants pour développer une analyse plus robuste statistiquement.

6.1.2. Dépendance le changement de phase copolaire de l'onde à la végétation au sol

Une variation du CPD est observée pendant la saison hivernale en fonction des différentes classes de végétation. Bien qu'elle pourrait coïncider avec l'apparition de neige, tel que soulignée par Leinss *et al.* (2014) ainsi que Patil *et al.* (2020), cette hypothèse ne peut être confirmée puisque les données de validations n'ont pas été récoltées en 2020. Des caméras trappes ont été installées au printemps 2019 afin d'effectuer le suivi des précipitations de neige pour la saison hivernale 2019-2020 et sont toujours sur l'île. Une dépendance est toutefois observée entre le CPD et le TWI. Il est alors possible d'extraire l'épaisseur de neige totale en Arctique à l'aide de TSX lorsque l'angle d'incidence du capteur est élevé et que l'index d'humidité du sol est supérieur à 7.0. La reclassification des classes de végétation selon l'humidité du sol pourrait potentiellement améliorer la cartographie de l'épaisseur de neige ou du moins améliorer la compréhension dans l'interaction du sol avec TSX.

6.2. Perspectives

Les travaux futurs devraient porter sur le développement d'un seuil de sensibilité au TWI dans l'extraction de l'épaisseur de neige au moyen de TSX. Les orbites dont l'angle d'incidence est supérieur 31° sont aussi à favoriser. L'utilisation d'outils d'interpolation pour couvrir l'absence de données d'épaisseurs de neige dans les zones où le TWI est faible permettrait de compléter la cartographie d'épaisseur de neige au moyen du CPD. Dans le cas de la présente étude, la topographie joue un rôle essentiel dans la redistribution de la neige. L'utilisation d'une approche statistique telle que proposée par Winstral *et al.* (2002) pourrait être une avenue intéressante dans le développement d'une cartographie représentative du terrain.

Références

- Abe, T., Yamaguchi, Y. and Sengoku, M.: Experimental study of microwave transmission in snowpack, *Geosci. Remote Sens.*, 28(5), 7, 1990.
- AMAP: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. [online] Available from: <https://www.amap.no/documents/doc/snow-water-ice-and-permafrost-in-the-arctic-swipa-2017/1610>, 2017.
- Bernier, M., Dedieu, J. P. and Duguay, Y.: Snow characterization using radar imaging, in *Land Surface Remote Sensing in Continental Hydrology*, pp. 139–182., 2016.
- Berteaux, D., Gauthier, G., Domine, F., Ims, R. A., Lamoureux, S. F., Lévesque, E. and Yoccoz, N.: Effects of changing permafrost and snow conditions on tundra wildlife: critical places and times, *Arct. Sci.*, 3(2), 65–90, doi:10.1139/as-2016-0023, 2017.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43–69, doi:10.1080/02626667909491834, 1979.
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletsckiy, D. A., Schoeneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W. L., Christiansen, H. H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., Guglielmin, M., Ingeman-Nielsen, T., Isaksen, K., Ishikawa, M., Johansson, M., Johannsson, H., Joo, A., Kaverin, D., Kholodov, A., Konstantinov, P., Kröger, T., Lambiel, C., Lanckman, J. P., Luo, D., Malkova, G., Meiklejohn, I., Moskalenko, N., Oliva, M., Phillips, M., Ramos, M., Sannel, A. B. K., Sergeev, D., Seybold, C., Skryabin, P., Vasiliev, A., Wu, Q., Yoshikawa, K., Zheleznyak, M. and Lantuit, H.: Permafrost is warming at a global scale, *Nat. Commun.*, 10(1), 1–11, doi:10.1038/s41467-018-08240-4, 2019.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J. W., Brown, R. D., Ehrich, D., Essery, R. L. H., Heilig, A., Ingvander, S., Johansson, C., Johansson, M., Jónsdóttir, I. S., Inga, N., Luojus, K., Macelloni, G., Mariash, H., McLennan, D., Rosqvist, G. N., Sato, A., Savela, H., Schneebeli, M., Sokolov, A., Sokratov, S. A., Terzago, S., Vikhamar-Schuler, D., Williamson, S., Qiu, Y. and Callaghan, T. V: Changing Arctic snow cover: A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts, *Ambio*, 45(5), 516–537, doi:10.1007/s13280-016-0770-0, 2016.
- Burn, C. R. and Zhang, Y.: Permafrost and climate change at Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon Territory, Canada, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 114(2), 1–16, doi:10.1029/2008JF001087, 2009.
- Calonne, N., Flin, F., Geindreau, C., Lesaffre, B. and Rolland Du Roscoat, S.: Study of a temperature gradient metamorphism of snow from 3-D images: Time evolution of microstructures, physical properties and their associated anisotropy, *Cryosphere*, 8(6), 2255–2274, doi:10.5194/tc-8-2255-2014, 2014.
- Campbell, J. B.: *Introduction to remote sensing*, 4th ed., The Guilford Press, New York., 2008.

Canada, R. N.: Polarimétrie: Introduction à la polarisation, Gouv. du Canada [online] Available from: <https://www.rncan.gc.ca/cartes-outils-publications/imagerie-satellite-photos-aer/tutoriels-sur-la-teledetection/teledetection-par-hyperfrequence/polarimetrie/9276> (Accessed 19 April 2021), 2015.

Center, N. S. & I. D.: SMMR and SSM/I-SSMIS Overview, [online] Available from: https://nsidc.org/data/smmr_ssmi (Accessed 27 April 2021), n.d.

Chang, P. S., Mead, J. B., Knapp, E. J., Sadowy, G. A., Davis, R. E. and McIntosh, R. E.: Polarimetric Backscatter from fresh and metamorphic snowcover at millimeter wavelengths, IEEE Trans. Antennas Propag., 44(1), 58–73, doi:10.1109/8.477529, 1996.

Clark, M. P., Hendrikx, J., Slater, A. G., Kavetski, D., Anderson, B., Cullen, N. J., Kerr, T., Örn Hreinsson, E. and Woods, R. A.: Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review, Water Resour. Res., 47(7), doi:10.1029/2011WR010745, 2011.

Colbeck, S. C.: Theory of Metamorphism of Wet Snow., US Army Corps Eng Cold Reg Res Eng Lab Res Rep, 88(313), 5475–5482, 1973.

Colbeck, S. C.: An overview of seasonal snow metamorphism, Rev. Geophys., 20(1), 45–61, doi:10.1029/RG020i001p00045, 1982.

Cray, H. A. and Pollard, W. H.: Vegetation recovery patterns following permafrost disturbance in a Low Arctic setting: Case study of Herschel Island, Yukon, Canada, Arctic, Antarct. Alp. Res., 47(1), 99–113, doi:10.1657/AAAR0013-076, 2015.

Davesne, G., Fortier, D., Domine, F. and Gray, J. T.: Wind-driven snow conditions control the occurrence of contemporary marginal mountain permafrost in the Chic-Choc Mountains, south-eastern Canada: A case study from Mont Jacques-Cartier, Cryosphere, 11(3), 1351–1370, doi:10.5194/tc-11-1351-2017, 2017.

Dedieu, J., Negrello, C., Jacobi, H., Duguay, Y., Boike, J., Bernard, E., Westermann, S., Gallet, J. and Wendleder, A.: Improvement of snow physical parameters retrieval using SAR data in the Arctic (Svalbard), in International Snow Science Workshop, pp. 303–307, Innsbruck, Austria. [online] Available from: <https://www.issw2018.com/en/>, 2018.

Derkson, C., Toose, P., Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Langlois, A., Rutter, N. and Fuller, M. C.: Evaluation of passive microwave brightness temperature simulations and snow water equivalent retrievals through a winter season, Remote Sens. Environ., 117, 236–248, doi:10.1016/j.rse.2011.09.021, 2012.

Dolant, C., Montpetit, B., Langlois, A., Brucker, L., Zolina, O., Johnson, C. A., Royer, A. and Smith, P.: Assessment of the Barren Ground Caribou Die-off During Winter 2015–2016 Using Passive Microwave Observations, Geophys. Res. Lett., 45(10), 4908–4916, doi:10.1029/2017GL076752, 2018.

Domine, F., Barrere, M. and Sarrazin, D.: Seasonal evolution of the effective thermal

conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada, *Cryosphere*, 10(6), 2573–2588, doi:10.5194/tc-10-2573-2016, 2016a.

Domine, F., Barrere, M. and Morin, S.: The growth of shrubs on high Arctic tundra at Bylot Island: Impact on snow physical properties and permafrost thermal regime, *Biogeosciences*, 13(23), 6471–6486, doi:10.5194/bg-13-6471-2016, 2016b.

Domine, F., Picard, G., Morin, S. and Barrere, M.: Major Issues in Simulating some Arctic Snowpack Properties Using Current Detailed Snow Physics Models . Consequences for the Thermal Regime and Water Budget of Permafrost, , doi:10.1029/2018MS001445, 2018a.

Domine, F., Belke-Brea, M., Sarrazin, D., Arnaud, L., Barrere, M. and Poirier, M.: Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic snowpack, *J. Glaciol.*, 64(248), 990–1002, doi:10.1017/jog.2018.89, 2018b.

Duguay, Y., Bernier, M., Lévesque, E. and Tremblay, B.: Potential of C and X band SAR for shrub growth monitoring in sub-arctic environments, *Remote Sens.*, 7(7), 9410–9430, doi:10.3390/rs70709410, 2015.

Eischeid, I.: Mapping of soil organic carbon and nitrogen in two small adjacent Arctic watersheds on Herschel Island, Yukon Territory, University of Hohenheim. [online] Available from: 10013/epic.47347.d001, 2015.

Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K. and Sokratov, S. A.: The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, UNESCO/IHP., 2009.

Frei, A., Tedesco, M., Lee, S., Foster, J., Hall, D. K., Kelly, R. and Robinson, D. A.: A review of global satellite-derived snow products, *Adv. Sp. Res.*, 50(8), 1007–1029, doi:10.1016/j.asr.2011.12.021, 2012.

Games, P. a and Howell, J. F.: Statistics Key words : Multiple Comparisons ; iances ; Unequal Sample Sizes Means ; Heterogeneous Games and Howell, J. Educ. Stat., 1(2), 113–125, 1976.

Gisnås, K., Westermann, S., Schuler, T. V., Melvold, K. and Etzelmüller, B.: Small-scale variation of snow in a regional permafrost model, *Cryosph.*, 10, 1201–1215, 2016.

Goodrich, L. E.: The influence of snow cover on the ground thermal regime, *Can. Geotech. J.*, 19(4), 421–432, doi:10.1139/t82-047, 1982.

Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., Tarnocai, C. and Boike, J.: How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-Arctic area, *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, 117(2), 1–11, doi:10.1029/2011JG001916, 2012.

Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M. and Schneebeli, M.: Observation and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site: spatial variability and thermal implications, *Cryosph. Discuss.*, (January), 1–43, doi:10.5194/tc-2017-280, 2018.

- Hall, A.: The Role of Surface Albedo Feedback in Climate, *J. Clim.*, 17(7), 1550–1568, doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2), 2004.
- Hall, D. K.: Satellite snow-cover mapping: a brief review, in “Proceedings of the First Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Workshop on Snow and Ice,” pp. 15–22, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt., 1995.
- IPCC: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Intergov. Panel Clim. Chang., undefined [online] Available from: <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/>, 2019.
- Kankaanpää, T., Skov, K., Abrego, N., Lund, M., Schmidt, N. M. and Roslin, T.: Spatiotemporal snowmelt patterns within a high Arctic landscape, with implications for flora and fauna, Arctic, *Antarct. Alp. Res.*, 50(1), 1–17, doi:10.1080/15230430.2017.1415624, 2018.
- King, J., Howell, S., Derksen, C., Rutter, N., Toose, P., Beckers, J. F., Haas, C., Kurtz, N. and Richter-Menge, J.: Evaluation of Operation IceBridge quick-look snow depth estimates on sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, 42(21), 9302–9310, doi:10.1002/2015GL066389, 2015.
- King, J., Derksen, C., Toose, P., Langlois, A., Larsen, C., Lemmetyinen, J., Marsh, P., Montpetit, B., Roy, A., Rutter, N. and Sturm, M.: The influence of snow microstructure on dual-frequency radar measurements in a tundra environment, *Remote Sens. Environ.*, 215(December 2017), 242–254, doi:10.1016/j.rse.2018.05.028, 2018.
- Knowles, K. W., Savoie, M. H., Armstrong, R. L. and Brodzik, M. J.: Updated current year. AMSR-E/Aqua daily EASE-Grid brightness temperatures [2005]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, Digit. media, 2006.
- Langlois, A., Royer, A., Derksen, C., Montpetit, B., Dupont, F. and Gota, K.: Coupling the snow thermodynamic model SNOWPACK with the microwave emission model of layered snowpacks for subarctic and arctic snow water equivalent retrievals, *Water Resour. Res.*, 48(12), 1–14, doi:10.1029/2012WR012133, 2012.
- Lantuit, H. and Pollard, W. H.: Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada, *Geomorphology*, 95(1–2), 84–102, doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.040, 2008.
- Leinss, S.: Depth, anisotropy, and water equivalent of snow estimated by radar interferometry and polarimetry, ETH Zurich., 2015.
- Leinss, S., Parrella, G. and Hajnsek, I.: Snow height determination by polarimetric phase differences in X-band SAR data, *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, 7(9), 3794–3810, 2014.
- Leinss, S., Löwe, H., Proksch, M., Lemmetyinen, J., Wiesmann, A. and Hajnsek, I.: Anisotropy of seasonal snow measured by polarimetric phase differences in radar time series, *Cryosph.*, 10(4), 1771–1797, 2016.

Madore, J.-B.: Évaluation de la modélisation de la taille de grain de neige du modèle multi-couches thermodynamique SNOWPACK: implication dans l'évaluation des risques d'avalanches, Université de Sherbrooke., 2016.

Majumdar, S.: Snow Depth and SWE Estimation using Spaceborne Polarimetric and Interferometric Synthetic Aperture Radar (MSc thesis), [online] Available from: https://library.itc.utwente.nl/papers_2019/msc/gfm/majumdar.pdf, 2019.

Mätzler, C.: Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover, *Remote Sens. Rev.*, 2(2), 259–387, doi:10.1080/02757258709532086, 1987.

Meloche, J., Royer, A., Langlois, A., Rutter, N. and Sasseville, V.: Improvement of microwave emissivity parameterization of frozen Arctic soils using roughness measurements derived from photogrammetry, *Int. J. Digit. Earth*, 0(0), 1–17, doi:10.1080/17538947.2020.1836049, 2020.

Myers-Smith, I. H., Hik, D. S., Kennedy, C., Cooley, D., Johnstone, J. F., Kenney, A. J. and Krebs, C. J.: Expansion of canopy-forming willows over the twentieth century on Herschel Island, Yukon Territory, Canada, *Ambio*, 40(6), 610–623, doi:10.1007/s13280-011-0168-y, 2011a.

Myers-Smith, I. H., Forbes, B. C., Wilmking, M., Hallinger, M., Lantz, T., Blok, D., Tape, K. D., MacIas-Fauria, M., Sass-Klaassen, U., Lévesque, E., Boudreau, S., Ropars, P., Hermanutz, L., Trant, A., Collier, L. S., Weijers, S., Rozema, J., Rayback, S. A., Schmidt, N. M., Schaepman-Strub, G., Wipf, S., Rixen, C., Ménard, C. B., Venn, S., Goetz, S., Andreu-Hayles, L., Elmendorf, S., Ravolainen, V., Welker, J., Grogan, P., Epstein, H. E. and Hik, D. S.: Shrub expansion in tundra ecosystems: Dynamics, impacts and research priorities, *Environ. Res. Lett.*, 6(4), doi:10.1088/1748-9326/6/4/045509, 2011b.

O'Callaghan, J. F. and Mark, D. M.: The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Vision, Graph. Image Process.*, 28(3), 323–344, doi:10.1016/0734-189X(89)90053-4, 1984.

Obu, J., Lantuit, H., Myers-Smith, I., Heim, B., Wolter, J. and Fritz, M.: Effect of Terrain Characteristics on Soil Organic Carbon and Total Nitrogen Stocks in Soils of Herschel Island, Western Canadian Arctic, *Permafro. Periglac. Process.*, 28(1), 92–107, doi:10.1002/ppp.1881, 2017.

Parrella, G., Hajnsek, I. and Papathanassiou, K. P.: On the Interpretation of Polarimetric Phase Differences in SAR Data over Land Ice, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 13(2), 192–196, doi:10.1109/LGRS.2015.2505172, 2016.

Patil, A., Singh, G. and Rüdiger, C.: Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data, *Remote Sens.*, 12(7), 1–11, doi:10.3390/rs12071183, 2020.

Poirier, M., Gauthier, G. and Domine, F.: What guides lemmings movements through the snowpack?, *J. Mammal.*, 100(5), 1416–1426, doi:10.1093/jmammal/gyz129, 2019.

Pollard, W.: The nature and origin of ground ice in the herschel island area, Yukon Territory,

Nordicana, (54), 23–30, 1990.

Pomeroy, J. W., Bewley, D. S., Essery, R. L. H., Hedstrom, N. R., Link, T., Granger, R. J., Sicart, J. E., Ellis, C. R. and Janowicz, J. R.: Shrub tundra snowmelt, *Hydrol. Process.*, 20(4), 923–941, doi:10.1002/hyp.6124, 2006.

Porter, C., Morin, P., Howat, I., Noh, M.-J., Bates, B., Peterman, K., Keesey, S., Schlenk, M., Gardiner, J., Tomko, K., Willis, M., Kelleher, C., Cloutier, M., Husby, E., Foga, S., Nakamura, H., Platson, M., Wethington Michael, J., Williamson, C., Bauer, G., Enos, J., Arnold, G., Kramer, W., Becker, P., Doshi, A., D’Souza, C., Cummins, P., Laurier, F. and Bojesen, M.: ArcticDEM, , doi:10.7910/DVN/OHHUKH, 2018.

Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S. and Marchenko, S.: Recent advances in permafrost modelling, *Permafr. Periglac. Process.*, 19(2), 137–156, 2008.

Rondeau-Genesse, G.: Suivi de l’eau liquide dans la neige par images radar en bande C et par modélisation fine du manteau neigeux, , 186, 2015.

Roth, A., Marschalk, U., Winkler, K., Schättler, B., Huber, M., Georg, I., Künzer, C. and Dech, S.: Ten years of experience with scientific TerraSAR-X data utilization, *Remote Sens.*, 10(8), doi:10.1021/jm900654c, 2018.

Rott, H. and Matzler, C.: Possibilities and limits of synthetic aperture radar for snow and glacier surveying, *Ann. Glaciol.*, 9, 195–199, doi:doi:10.1071/SRB04Abs021, 1987.

Royer, A., Domine, F., Roy, A., Langlois, A., Davesne, G., Royer, A., Domine, F., Roy, A. and Langlois, A.: New northern snowpack classification linked to vegetation cover on a latitudinal mega-transect across northeastern Canada, *Écoscience*, 00(00), 1–18, doi:10.1080/11956860.2021.1898775, 2021a.

Royer, A., Domine, F., Roy, A., Langlois, A., Davesne, G., Royer, A., Domine, F., Roy, A. and Langlois, A.: New northern snowpack classification linked to vegetation cover on a latitudinal mega-transect across northeastern Canada, *Écoscience*, 00(00), 1–18, doi:10.1080/11956860.2021.1898775, 2021b.

Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., Toose, P., Royer, A., Montpetit, B., Langlois, A., Lemmetyinen, J. and Pulliainen, J.: Snow stratigraphic heterogeneity within ground-based passive microwave radiometer footprints: Implications for emission modeling, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119(3), 550–565, doi:10.1002/2013JF003017, 2014.

Schmitt, A., Wendleder, A. and Hinz, S.: The Kennaugh element framework for multi-scale, multi-polarized, multi-temporal and multi-frequency SAR image preparation, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 102, 122–139, doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.01.007, 2015.

Schneebeli, M. and Sokratov, S. A.: Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity, *Hydrol. Process.*, 18, 3655–3665, doi:10.1002/hyp.5800, 2004.

Schönenfeldt, B. S. M.: Master Thesis Monitoring the Dynamics of an Alpine Glacier using TanDEM-X Dual-Pol SAR Data, , 49(0), 2018.

Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, A. C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S. and Villeneuve, R.: Rapport final: Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques, ISMER-UQAR, Rapp. Final présenté au ministère des Transp. du Québec, 2014.

Serreze, M. C. and Barry, R. G.: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Glob. Planet. Change*, 77, 85–96, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004, 2011.

Shi, J.: Active Microwave Remote Sensing Systems and Applications to Snow Monitoring, *Adv. L. Remote Sens.*, 19–49, doi:10.1007/978-1-4020-6450-0_3, 2008.

Short, N., Brisco, B., Couture, N., Pollard, W., Murnaghan, K. and Budkevitsch, P.: A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada, *Remote Sens. Environ.*, 115(12), 3491–3506, doi:10.1016/j.rse.2011.08.012, 2011.

Smith, C. A. S., Kennedy, C. E., Hargrave, A. E. and McKenna, K. M.: Soil and vegetation of Herschel Island, Yukon territory, *Yukon Soil Surv. Rep.*, 1, 1989.

Solomon, S. M.: Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, northwest territories, Canada, *Geo-Marine Lett.*, 25(2–3), 127–137, doi:10.1007/s00367-004-0194-x, 2005.

Stettner, S., Lantuit, H., Heim, B., Eppler, J., Roth, A., Bartsch, A. and Rabus, B.: TerraSAR-X time series fill a gap in spaceborne Snowmelt Monitoring of small Arctic Catchments-A case study on Qikiqtaruk (Herschel Island), Canada, *Remote Sens.*, 10(7), 1155, doi:10.3390/rs10071155, 2018.

Stieglitz, M., Déry, S. J., Romanovsky, V. E. and Osterkamp, T. E.: The role of snow cover in the warming of arctic permafrost, *Geophys. Res. Lett.*, 30(13), 2003.

Sturm, M. and Holmgren, J.: Effects of microtopography on texture, temperature and heat flow in Arctic and sub-Arctic snow, *Ann. Glaciol.*, 19, 63–68, doi:10.1017/s0260305500010995, 1994.

Sturm, M., Holmgren, J. and Liston, G. E.: A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications, *J. Clim.*, 8(5), 1261–1283, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2, 1995.

Sturm, M., McFadden, J. P., Liston, G. E., Stuart Chapin, F., Racine, C. H. and Holmgren, J.: Snow-shrub interactions in Arctic Tundra: A hypothesis with climatic implications, *J. Clim.*, 14(3), 336–344, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2, 2001.

Sturm, M., Derksen, C., Liston, G., Silis, A., Solie, D., Holmgren, J., Huntington, H. and Liston,

G.: A Reconnaissance Snow Survey across Northwest Territories and Nunavut, Canada, April 2007, Erdc/Crrel, (April 2007), 2008.

Thompson, A., Kelly, R. and Marsh, P.: Spatial variability of snow at Trail Valley Creek , NWT, in 73rd Eastern Snow Conference, pp. 101–108, Columbus, Ohio, USA., 2016.

Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J. and others: Observations: cryosphere, Clim. Chang., 2103, 317–382, 2013.

Wilcox, E. J., Keim, D., de Jong, T., Walker, B., Sonnentag, O., Sniderhan, A. E., Mann, P. and Marsh, P.: Tundra shrub expansion may amplify permafrost thaw by advancing snowmelt timing, Arct. Sci., 5(4), 202–217, doi:10.1139/as-2018-0028, 2019.

Winstral, A., Elder, K. and Davis, R. E.: Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters, J. Hydrometeorol., 3(5), 524–538, doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0524:SSMOWR>2.0.CO;2, 2002.

Wolter, J., Lantuit, H., Fritz, M., Macias-Fauria, M., Myers-Smith, I. and Herzschuh, U.: Vegetation composition and shrub extent on the Yukon coast, Canada, are strongly linked to ice-wedge polygon degradation, Polar Res., 35(2016), doi:10.3402/polar.v35.27489, 2016.

Yueh, S. H., Dinardo, S. J., Akgiray, A., West, R., Cline, D. W. and Elder, K.: Airborne Ku-band polarimetric radar remote sensing of terrestrial snow cover, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 47(10), 3347–3364, 2009.

Zhang, T.: Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview, Rev. Geophys., 43(4), 2005.

ANNEXE 1 : TESTS STATISTIQUES

A2.1. Homoscédasticité

La régression linéaire des moindres carrés assume que les résiduels proviennent d'une population où la variance est constante. Lorsqu'il y a présence d'hétéroscédasticité, le résultat est alors peu fiable.

Le Test Breusch-Pagan teste l'hypothèse d'homoscédasticité, c'est-à-dire la consistance de la variance des erreurs dans un modèle de régression linéaire.

Les hypothèses sont :

L'hypothèse nulle (H_0) : Il y a présence d'homoscédasticité

L'hypothèse alternative : L'homoscédasticité n'est pas présente (il y a donc hétéroscédasticité)

Ainsi, si la valeur-p du multiplicateur de Lagrange est supérieure à 0.05, la probabilité de présence d'homoscédasticité est supérieure à 5%. L'hypothèse nulle est donc retenue. Dans le cas contraire (valeur-p < 0.05), la probabilité de présence d'homoscédasticité est inférieure à 5%. C'est alors l'hypothèse alternative qui est retenue.

A2.2. Autocorrélation

Le test de Durbin-Watson permet de tester l'autocorrélation des résidus dans les modèles de régression linéaire. Il permet d'évaluer que les résiduels sont indépendants.

Les hypothèses :

H_0 : Il n'y a pas de corrélation entre les résiduels

H_a : Les résiduels sont autocorrélés.

Les résultats du test se trouvent entre 0 et 4. Un résultat égal à 2 indique qu'il n'y a pas d'autocorrélation. En règle générale, les valeurs comprises entre 1.5 et 2.5 sont considérées normales. Les résultats près de 0 présentent une autocorrélation positive, alors que les résultats près de 4 présentent une autocorrélation négative.

A2.3. Résultats

Modèle Orbite 24 - Lupine

```

model: orbit_24 Lupine sample: 17
              OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:      snowdepth    R-squared:           0.550
Model:                 OLS    Adj. R-squared:        0.520
Method:            Least Squares    F-statistic:         18.37
Date:      Tue, 26 Jan 2021    Prob (F-statistic):   0.000650
Time:          00:13:53    Log-Likelihood:     -74.829
No. Observations:      17    AIC:                  153.7
Df Residuals:          15    BIC:                  155.3
Df Model:                   1
Covariance Type:    nonrobust
=====
            coef    std err        t    P>|t|      [0.025    0.975]
-----
const      63.0093     5.714     11.027    0.000     50.830    75.189
CPD        2.3176     0.541      4.286    0.001      1.165     3.470
=====
Omnibus:             1.116    Durbin-Watson:       1.800
Prob(Omnibus):      0.572    Jarque-Bera (JB):  0.421
Skew:                -0.385   Prob(JB):            0.810
Kurtosis:             3.025   Cond. No.           11.9
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test: [('Lagrange multiplier statistic:', 2.507634847537862), ('p-value:', 0.11329585461619776), ('f-value:', 2.595471637469577), ('f p-value:', 0.12800733389778993)]

```

Modèle Orbite 115 – Coltsfoot

```

model: orbit_115 Coltfoot sample: 16
              OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:      snowdepth    R-squared:           0.704
Model:                 OLS    Adj. R-squared:        0.683
Method:            Least Squares    F-statistic:         33.27
Date:      Tue, 26 Jan 2021    Prob (F-statistic):   4.87e-05
Time:          00:16:01    Log-Likelihood:     -65.510
No. Observations:      16    AIC:                  135.0
Df Residuals:          14    BIC:                  136.6
Df Model:                   1
Covariance Type:    nonrobust
=====
            coef    std err        t    P>|t|      [0.025    0.975]
-----
const      137.0571     6.936     19.759    0.000     122.180    151.934
CPD       -3.3270     0.577     -5.768    0.000      -4.564     -2.090
=====
Omnibus:             0.449    Durbin-Watson:       2.005
Prob(Omnibus):      0.799    Jarque-Bera (JB):  0.003
Skew:                0.035   Prob(JB):            0.998
Kurtosis:             2.995   Cond. No.           21.6
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test: [('Lagrange multiplier statistic:', 1.658653085883584), ('p-value:', 0.19778527965174084), ('f-value:', 1.6191744988410564), ('f p-value:', 0.22393505912370185)]

```

Modèle Orbite 115- Coltsfoot+ Shrub

```

model: orbit_115 Coltfoot+Shrub sample: 19
          OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:      snowdepth    R-squared:           0.748
Model:              OLS         Adj. R-squared:       0.733
Method:             Least Squares   F-statistic:        50.36
Date:              Tue, 26 Jan 2021   Prob (F-statistic):  1.79e-06
Time:                00:16:01     Log-Likelihood:     -90.806
No. Observations:      19        AIC:                  185.6
Df Residuals:         17        BIC:                  187.5
Df Model:                 1
Covariance Type:    nonrobust
=====
            coef      std err      t      P>|t|      [0.025      0.975]
-----
const    103.7880    9.342     11.109    0.000     84.077    123.499
CPD      -5.8616    0.826     -7.096    0.000     -7.604    -4.119
=====
Omnibus:                   1.899     Durbin-Watson:        0.806
Prob(Omnibus):            0.387     Jarque-Bera (JB):    0.537
Skew:                      -0.280     Prob(JB):            0.765
Kurtosis:                  3.605     Cond. No.           15.2
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test: [('Lagrange multiplier statistic:', 3.4816449523490682), ('p-value:', 0.06205302745955249), ('f-value:', 3.8140617358083744), ('f p-value:', 0.06748783999520967)]

```

Modèle Orbite 152-Coltsfoot

```

model: orbit_152 Coltfoot sample: 5
          OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:      snowdepth    R-squared:           0.684
Model:              OLS         Adj. R-squared:       0.578
Method:             Least Squares   F-statistic:        6.479
Date:              Tue, 26 Jan 2021   Prob (F-statistic):  0.0843
Time:                00:16:01     Log-Likelihood:     -16.314
No. Observations:      5        AIC:                  36.63
Df Residuals:         3        BIC:                  35.85
Df Model:                 1
Covariance Type:    nonrobust
=====
            coef      std err      t      P>|t|      [0.025      0.975]
-----
const    30.0568    5.433      5.533    0.012     12.768    47.346
CPD      1.5627    0.614      2.545    0.084     -0.391     3.516
=====
Omnibus:                   nan     Durbin-Watson:        1.368
Prob(Omnibus):            nan     Jarque-Bera (JB):    0.134
Skew:                      0.324     Prob(JB):            0.935
Kurtosis:                  2.529     Cond. No.           13.3
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test: [('Lagrange multiplier statistic:', 2.0342520007987366), ('p-value:', 0.153789825122946), ('f-value:', 2.0577459730360794), ('f p-value:', 0.24691212442334765)]

```

Modèle Orbite 24 – Plover-Jaeger

```

model: orbit_24 Plover-Jaeger sample: 15
      OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:                      CPD   R-squared:                   0.540
Model:                            OLS   Adj. R-squared:                 0.505
Method:                           Least Squares   F-statistic:                  15.27
Date:        Tue, 27 Apr 2021   Prob (F-statistic):            0.00180
Time:          15:46:08   Log-Likelihood:                -49.209
No. Observations:                  15   AIC:                         102.4
Df Residuals:                      13   BIC:                         103.8
Df Model:                           1
Covariance Type:            nonrobust
=====
            coef    std err     t     P>|t|      [0.025    0.975]
-----
Intercept   -17.4023     3.611    -4.820    0.000    -25.203    -9.602
snowdepth    0.2562     0.066     3.907    0.002     0.115     0.398
=====
Omnibus:             1.091   Durbin-Watson:                  2.243
Prob(Omnibus):       0.580   Jarque-Bera (JB):                0.804
Skew:                  0.234   Prob(JB):                     0.669
Kurtosis:              1.967   Cond. No.                    111.
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test:[('Lagrange multiplier statistic:', 3.0804891830673506), ('p-value:', 0.07923669067731211), ('f-value:', 3.3597317872295904), ('f p-value:', 0.08980291657028408)]

```

Modèle Orbite 24 – Wet terrain

```

model: orbit_24 Wet Terrain sample: 6
      OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:                      CPD   R-squared:                   0.862
Model:                            OLS   Adj. R-squared:                 0.828
Method:                           Least Squares   F-statistic:                  25.00
Date:        Tue, 27 Apr 2021   Prob (F-statistic):            0.00749
Time:          15:46:08   Log-Likelihood:                -17.612
No. Observations:                  6   AIC:                         39.22
Df Residuals:                      4   BIC:                         38.81
Df Model:                           1
Covariance Type:            nonrobust
=====
            coef    std err     t     P>|t|      [0.025    0.975]
-----
Intercept   14.8525     4.566     3.253    0.031     2.174    27.531
snowdepth   -0.4807     0.096    -5.000    0.007    -0.748   -0.214
=====
Omnibus:             nan   Durbin-Watson:                  1.708
Prob(Omnibus):       nan   Jarque-Bera (JB):                1.657
Skew:                  1.286   Prob(JB):                     0.437
Kurtosis:              3.105   Cond. No.                    95.2
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test:[('Lagrange multiplier statistic:', 0.47290972380866947), ('p-value:', 0.49165159634926836), ('f-value:', 0.342248597491371), ('f p-value:', 0.5899450354382434)]

```

Modèle Orbite 115 – Shrub+Wet terrain

```

model: orbit_115 Shrub+Wet Terrain sample: 23
      OLS Regression Results
=====
Dep. Variable:          CPD    R-squared:       0.557
Model:                 OLS    Adj. R-squared:   0.536
Method:                Least Squares   F-statistic:     26.37
Date:        Tue, 27 Apr 2021   Prob (F-statistic): 4.36e-05
Time:        15:46:08         Log-Likelihood:   -74.035
No. Observations:      23    AIC:             152.1
Df Residuals:          21    BIC:             154.3
Df Model:               1
Covariance Type:       nonrobust
=====
            coef      std err      t      P>|t|      [0.025      0.975]
-----
Intercept    5.2133    2.753      1.894     0.072     -0.511     10.938
snowdepth   -0.0990    0.019     -5.135     0.000     -0.139     -0.059
=====
Omnibus:           4.181    Durbin-Watson:    0.975
Prob(Omnibus):    0.124    Jarque-Bera (JB): 2.280
Skew:            -0.596    Prob(JB):       0.320
Kurtosis:          3.979    Cond. No.     298.
=====

Notes:
[1] Standard Errors assume that the covariance matrix of the errors is correctly specified.

Bresuch-Pagan test:[('Lagrange multiplier statistic:', 0.1907452198560804), ('p-value:', 0.662297099983354), ('f-value:', 0.17561510253569118), ('f p-value:', 0.6794243627734762)]

```

ANNEXE 2 : CLASSIFICATION DES PUITS DE NEIGE

Les résultats à la page suivante sont quelques exemples de puits de neige mesurés sur le terrain. La classification est définie selon les propriétés suivantes :

- La plaque à vent (en blanc) se caractérise par des grains ronds et parfois de facettes et d'une densité plus élevée que le givre de profondeur (330 à 450 kg m $^{-3}$).
- La croûte de regel (lignes verticales striées) est une couche relativement translucide à opaque et granuleuse. Elle se forme en surface par le gel et le regel.
- La couche de glace, représentée en bleu, est une couche translucide et homogène. Elle indique généralement un évènement de pluie sur neige.
- Le givre de profondeur (en rouge) est caractérisé par des gros grains anguleux et d'une densité faible (200 à 300 kg m $^{-3}$).
- Le givre de surface (en rose) est localisé en à la couche supérieure du manteau neigeux et a la forme de plume (voir photo 1). Le givre de surface est causé par un transfert rapide de la vapeur d'eau de l'atmosphère qui se condense à la surface. Un ciel dégagé combiné à l'humidité de l'air élevé favorise la croissance du givre.
- Les précipitations de neige fraîche (vert) sont reconnaissables par leur différente forme géométrique.

Photo 1 : Exemple de givre de surface (Source : Joëlle Voglimacci-S.)



