



HAL
open science

Apport des mesures du radar à synthèse d'ouverture de Sentinel-1 pour l'étude des propriétés du manteau neigeux

Gaëlle Veyssière

► **To cite this version:**

Gaëlle Veyssière. Apport des mesures du radar à synthèse d'ouverture de Sentinel-1 pour l'étude des propriétés du manteau neigeux. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2019. Français. NNT : 2019INPT0025 . tel-04166280

HAL Id: tel-04166280

<https://theses.hal.science/tel-04166280>

Submitted on 19 Jul 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

Mme GAELLE VEYSSIERE

le vendredi 15 mars 2019

Titre :

Apport des mesures du radar à synthèse d'ouverture de Sentinel-1 pour
l'étude des propriétés du manteau neigeux

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

Directeur(s) de Thèse :

MME FATIMA KARBOU

M. SAMUEL MORIN

Rapporteurs :

Mme CATHERINE OTTLE, CNRS PARIS

Mme MARIE-PIERRE DOIN, CNRS SAINT MARTIN D'HERES

Membre(s) du jury :

M. THIERRY PELLARIN, CNRS SAINT MARTIN D'HERES, Président

Mme ANNE LIFERMANN, CENTRE NATIONAL D'ETUDES SPATIALES CNES, Invité

Mme FATIMA KARBOU, CNRS TOULOUSE, Membre

M. SAMUEL MORIN, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Résumé

Le suivi de l'évolution du manteau neigeux est directement lié à des enjeux socio-économiques majeurs en zone de montagne. Parmi ces enjeux figure la prévision du risque d'avalanche qui s'appuie principalement sur des observations et sur la connaissance de l'état du manteau neigeux et de son évolution dans le temps. Dans cette thèse, cofinancée par le CNES et par Météo-France, nous avons évalué l'apport d'observations de télédétection spatiale active micro-ondes issues du radar à synthèse d'ouverture (SAR) de Sentinel-1, pour suivre l'évolution de certaines propriétés du manteau neigeux. Dans un premier temps, nous avons évalué la chaîne de modélisation SAFRAN-ISBA/Crocus-MEMLS par rapport aux données Sentinel-1 pré-traitées sur 3 saisons hivernales de 2014 à 2017, sur une zone de 2310 km² à 20 m de résolution dans les Alpes du Nord françaises. Nous avons montré que les données SAR étaient pertinentes pour suivre l'évolution du manteau neigeux et, avons démontré la capacité de la chaîne de modélisation à reproduire les variations du signal observé dans le temps malgré de forts biais négatifs en cas de neige humide. Nous nous sommes intéressés à la valeur ajoutée des observations SAR de Sentinel-1 pour cartographier la neige humide, c'est-à-dire, la neige avec un taux élevé d'eau liquide. Des comparaisons ont été effectuées entre les produits neige humide obtenus par Sentinel-1 et les produits neige de Sentinel-2 distribués par Theia. Cette étude a été menée sur la saison hivernale 2017-2018, qui a connu un enneigement exceptionnel. Ces travaux ouvrent la voie à l'assimilation de données de télédétection SAR dans le modèle de neige Crocus ainsi qu'à une plus grande exploitation de ces données dans le cadre du suivi de l'enneigement pour de multiples applications.

Mots-clés : Radar à synthèse d'ouverture - Manteau Neigeux - Sentinel-1 - Modélisation

Abstract

Monitoring snowpack properties in mountainous areas is directly related to major socio-economic issues. Among these issues, avalanche prediction works through a range of tools based on meteorological and snow observations and modeling. In this thesis, co-funded by CNES and Météo-France, we evaluated the contribution of Sentinel-1 synthetic aperture radar (SAR) remote sensing observations to study the snowpack properties and the quality of the simulations for assimilation in a snowpack model. As a first step, we evaluated the SAFRAN-ISBA/Crocus-MEMLS modeling chain against pre-processed Sentinel-1 data for 3 winter seasons from 2014 to 2017 over an area of 2310 km² in the Northern French Alps. We have shown that SAR data are relevant for monitoring snowpack evolution and demonstrated the ability of the modeling chain to reproduce observed signal variations despite strong negative bias in wet snow conditions. We focused on wet snow products derived from Sentinel-1 SAR observations in synergy with snow absence/presence products derived from visible Sentinel-2 observations. This study was conducted on the winter season 2017-2018, which was remarkable for its snow and avalanche conditions. Such combined products make it possible to follow the spatio-temporal variability of mountain wet snow and dry snow at high elevation. This work opens the way for the assimilation of SAR remote sensing data into the Crocus snowpack model as well as greater exploitation of this data in the context of avalanche snow monitoring and prediction for a variety of purposes.

Keywords : Synthetic Aperture Radar - Snowpack - Sentinel-1 - Modeling

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de thèse Fatima, et mon co-directeur de thèse Samuel, sans qui cette thèse n'aurait pas vu le jour et qui m'ont donné ma chance. Ce travail n'aurait pas été le même sans vous. Vous m'avez aidé à maintes reprises, afin d'exploiter tout mon potentiel et je vous en remercie vraiment très chaleureusement !

Je remercie également Marie-Pierre Doin et Catherine Ottlé d'avoir gentiment accepté d'être mes rapportrices et de lire mon manuscrit dans le détail, Thierry Pellarin d'avoir accepté d'examiner mon travail et enfin Anne Lifermann d'avoir accepté l'invitation en tant que membre du jury. Nos échanges furent très intéressants.

Je souhaite également remercier les collègues du CEN qui m'ont aidé de près ou de loin à mieux saisir le fonctionnement de SAFRAN, de Crocus ainsi que les tenants et les aboutissants du manteau neigeux.

Je n'oublie pas les personnes qui m'ont permis de travailler d'un point de vue informatique. Jean-Louis, Evelyne, François, Romain, vous m'avez sorti de nombreuses galères de machine ou d'imprimante...Vous êtes essentiel(le)s à la vie du labo !

Comment ne pas avoir de pensée pour mes camarades stagiaires, doctorants, post-docs, CDD, permanents avec lesquels j'ai pu échangé des idées, des questionnements mais aussi des banalités et des râleries autour d'un (et parfois plusieurs) café(s). Merci, je ne vous oublierai pas !

Je remercie également mes copines sans qui ces 3 années n'auraient pas été les mêmes. Isa, que serait Dupond sans Dupont, on a partagé tellement de moments (les bons comme les mauvais) que ce serait trop long à résumer...Merci à toi et courage tu vas briller ! Rafife, on a pas réussi à refaire le monde mais qu'est-ce qu'on a rit ! Et Chloé, on en aura passé des moments dans nos bureaux à discuter ! L'aventure n'est pas terminée !

Je consacre mes derniers remerciements à mes proches. Ma famille, mes parents qui ont toujours cru en moi, même quand moi j'avais du mal à y croire...Cet accomplissement c'est grâce à vous. Je ne vous remercierai jamais assez.

Et enfin, la dernière phrase est pour toi, Mathieu, ma béquille dans la vie, merci d'y avoir cru.

Table des matières

Résumé	3
Abstract	5
Remerciements	7
Introduction générale	11
1 Contexte scientifique, État de l’art des méthodes	14
1.1 Le manteau neigeux	14
1.1.1 Formation initiale	14
1.1.2 Métamorphisme	14
1.1.2.1 Neige sèche	16
1.1.2.2 Neige humide	17
1.1.3 Propriétés physiques	17
1.1.3.1 Masse ou équivalent en eau (SWE)	18
1.1.3.2 Masse volumique	18
1.1.3.3 Température, conductivité et capacité thermique	18
1.1.3.4 Surface spécifique ou SSA	19
1.1.3.5 La teneur en eau liquide	19
1.1.4 Les avalanches	19
1.2 Autres enjeux	20
1.2.1 Stations de sports d’hiver	20
1.2.2 Ressources en eau	20
1.3 Les observations du manteau neigeux	21
1.3.1 Observations <i>in-situ</i>	21
1.3.2 Observations issues de la télédétection	22
1.4 Sentinel-1	24
1.4.1 La mission Sentinel-1	24

1.4.2	Caractéristiques du SAR	24
1.5	Principe de la mesure SAR	26
1.5.1	Résolution des SAR	27
1.5.1.1	Résolution en distance des SAR	27
1.5.1.2	Résolution en azimut	28
1.5.2	Chatoiement (ou <i>speckle</i> en anglais)	29
1.5.3	Distorsions géométriques	29
1.5.4	Pré-traitement des données Sentinel-1	31
1.5.4.1	Filtrage du bruit de chatoiement	31
1.5.4.2	Calibration radiométrique	32
1.5.4.3	Corrections géométriques	32
1.6	Modélisation de la rétrodiffusion du manteau neigeux	33
1.6.1	Modélisation de la neige	33
1.6.1.1	Les réanalyses SAFRAN	35
1.6.1.2	SURFEX/ISBA-Crocus	36
1.6.2	Modélisation du signal radar	40
1.6.2.1	Introduction et historique des méthodes existantes	40
1.6.2.2	MEMLS3&a : MEMLS adapté aux micro-ondes actives	42
1.6.2.3	Application de l'ensemble de la chaîne de modélisation en un point	49
2	Évaluation des simulations de coefficients de rétrodiffusion par rapport aux données SAR de Sentinel-1	50
2.1	Introduction [en français]	50
2.2	Introduction	53
2.3	Data and Models	56
2.3.1	Sentinel-1 Data	56
2.3.2	SAFRAN-Crocus	57
2.3.3	MEMLS3&a	58
2.3.4	Model configuration and simulation setups	60
2.3.5	Evaluation	61
2.4	Results	61
2.4.1	Snow-Free Situations	61
2.4.2	Comparisons over the Full Domain	62
2.4.3	Comparisons at High Elevation Locations	65
2.4.4	Influence of Crocus Liquid Water Percolation Parameterizations	66

<i>TABLE DES MATIÈRES</i>	10
2.5 Discussion and Conclusions	68
3 Détection de la neige humide par imagerie SAR	74
3.1 Introduction [en français]	74
3.2 Introduction	76
3.3 Data and Methods	78
3.3.1 Location and time period	78
3.3.2 Sentinel-1 data	78
3.3.3 Methods	80
3.3.4 Elements about the snow and meteorological conditions	81
3.4 Results	83
3.4.1 Focus on two situations	83
3.4.2 Monitoring alpine wet snow lines	85
3.5 Discussion and conclusion	86
4 Conclusions générales et perspectives	97
4.1 Conclusions des études menées	97
4.2 Perspectives et pistes à envisager	98
Bibliographie	100

Introduction générale

La connaissance et le suivi de la variabilité spatio-temporelle du manteau neigeux en montagne sont déterminants car directement liés à des enjeux à forts impacts socio-économiques. Parmi ces enjeux figurent la prévision du risque d'avalanche et la gestion des ressources en eau et des écosystèmes montagnards.

L'hiver 2017-2018 a connu un enneigement très important sur l'ensemble des massifs des Alpes et des Pyrénées suite à des précipitations abondantes et des températures plus faibles qu'en moyenne [Goetz, 2018]. Cet enneigement remarquable a été intrinsèquement lié à une forte activité avalancheuse. L'Association Nationale pour l'Étude de la neige et des Avalanches (ANENA), fondée en 1971, et qui recense notamment les accidents d'avalanches dans les massifs français, a fait état d'une saison particulièrement accidentogène. Au total, ce sont 64 accidents d'avalanches, dont 26 mortels, qui ont été recensés et qui ont engendré près de 36 morts et 39 blessés. En plus de ce lourd bilan humain, lorsque les habitations, les routes de montagne ou les stations de sports d'hiver sont touchées par ce phénomène, des pertes matérielles coûteuses peuvent aussi être déplorées, comme l'avalanche du 8 Janvier 2018 qui a enseveli la route entre Bessans et Bonneval-sur-Arc (Haute-Maurienne, Alpes du Nord) sous plusieurs mètres de neige.

Le déclenchement d'une avalanche peut être spontané ou provoqué. Dans les 2 cas, c'est l'équilibre mécaniquement instable du manteau neigeux qui est rompu par un élément déclencheur, induisant une surcharge ponctuelle (skieur, randonneur) ou générale (chutes de neiges, transport de neige par le vent) [Coléou and Morin, 2018]. Des avalanches peuvent également être déclenchées par l'humidification du manteau neigeux (avalanche de neige humide). Plusieurs facteurs sont à l'origine du déclenchement d'une avalanche (conditions météorologiques, état du manteau neigeux, topographie locale, charge additionnelle).

La prévision du risque d'avalanche en France est sous la responsabilité de Météo-France depuis sa mise en place au début des années 1970. Depuis cette période, des prévisionnistes formés à la nivologie, se basent sur les observations du réseau nivométéorologique, un réseau de postes d'observations et de mesures des conditions at-

mosphériques et de certaines variables du manteau neigeux, pour produire des bulletins d'estimation du risque d'avalanche par massifs à diffuser au grand public. Au fil du temps, deux informations principales ont été rendues disponibles : le Bulletin d'estimation du Risque d'Avalanche (BRA) et la prise en compte du phénomène avalancheux au sein de la vigilance météorologique. Par ailleurs, le Centre d'Études de la Neige (CEN), unité spécialisée de recherche du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), a permis le développement de la modélisation du manteau neigeux [Coléou and Morin, 2018] et son utilisation comme outil numérique pour aider les prévisionnistes nivologues.

La chaîne de prévision numérique du risque d'avalanche est constituée de 3 modules [Durand et al., 1999]. SAFRAN [Durand et al., 1993] produit des réanalyses atmosphériques pour des zones montagneuses climatologiquement homogènes qui sont ensuite fournies en entrée de Crocus [Brun et al., 1992, Vionnet et al., 2012], le modèle de neige multi-couches développé au CEN. Crocus simule alors l'évolution du manteau neigeux via une stratigraphie verticale et selon les résolutions fournies par SAFRAN (pas de 300 m d'altitude, 3 types de pentes, 8 catégories d'expositions). Enfin, les profils de manteau neigeux sont fournis en entrée du module MEPRA [Giraud, 1992]. La recherche autour de la modélisation du manteau neigeux permet également d'estimer le rôle de la fonte nivale sur les ressources en eau, et les risques liés aux crues en zone de montagne [Walter et al., 2005]. Des limites existent cependant, liées au caractère homogène de la modélisation des massifs, au manque de modélisation du transport de neige par le vent ainsi qu'à l'absence totale d'assimilation d'observations du manteau neigeux dans Crocus.

Les observations par satellite présentent du potentiel quant à l'estimation de certaines variables du manteau neigeux en raison du lien entre le rayonnement électromagnétique (dans le domaine du visible, infrarouge ou micro-onde, par exemple) et la structure et propriétés de la neige. La télédétection dans le domaine des micro-ondes et notamment par le biais de capteurs actifs comme le radar à synthèse d'ouverture (*Synthetic Aperture Radar*, SAR), présente l'avantage d'observer et de mesurer un signal lié aux propriétés de la neige et du sol sous-jacent, de jour comme de nuit, quelle que soit la couverture nuageuse avec une haute résolution spatiale. La mission Sentinel-1 (opérationnelle depuis fin 2014), dans le cadre du programme Copernicus (programme européen de surveillance de la Terre) de la Commission Européenne embarque un instrument SAR en bande C à 5.405 GHz à bord de ses deux satellites. Les deux satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B observent la Terre avec un temps de revisite de 6 jours et une résolution spatiale de 20 m sur les massifs alpins Français. Pour obtenir des informations sur les variables d'état du manteau neigeux via les observations SAR, il faut au préalable comprendre le lien

entre le signal électromagnétique et les propriétés du manteau neigeux par l'utilisation de modèles de transfert radiatif dans la neige. À l'origine de cette thèse, plusieurs questions se sont posées. Premièrement, quel contenu en informations issu des observations Sentinel-1 peut-on exploiter pour le suivi de l'évolution du manteau neigeux et comment ? Deuxièmement, est-on capable de modéliser la rétrodiffusion radar en bande C en zone montagneuse et si oui, quelle stratégie adopter dans le cadre d'une assimilation de ces données dans un modèle tel que Crocus ? Enfin, au delà des aspects d'assimilation, dans quelle mesure peut on exploiter les données SAR de Sentinel-1, potentiellement en synergie avec d'autres produits satellitaires, pour le suivi du manteau neigeux, et notamment la prévision du risque d'avalanche ?

Pour répondre à ces problématiques, ce manuscrit est organisé en plusieurs chapitres :

Le chapitre 1 approfondit le contexte scientifique de la thèse. Dans ce chapitre, l'ensemble des éléments liés au manteau neigeux et la mission Sentinel-1 sont présentés. Le principe de la mesure SAR et le pré-traitement des données y sont également détaillés.

Le chapitre 2 présente l'évaluation de la réponse électromagnétique du manteau neigeux par le biais de simulations de transfert radiatif dans la neige et comparaison aux données SAR de Sentinel-1. Ce chapitre s'appuie principalement sur le contenu d'un article récemment publié dans *Remote Sensing*.

Enfin, le chapitre 3 traite de la détection de la neige humide grâce à l'imagerie SAR, et sur la pertinence de produits dérivés des observations de Sentinel-1 pour le suivi de la neige humide saisonnière dans les Alpes. Le chapitre s'articule autour d'un article en préparation.

Les conclusions et perspectives sont l'objet du chapitre 4.

Chapitre 1

Contexte scientifique, État de l'art des méthodes

1.1 Le manteau neigeux

1.1.1 Formation initiale

Lorsque les conditions météorologiques le permettent, pour une humidité atmosphérique adéquate et une température suffisamment basse, la vapeur d'eau subit une condensation solide dans les nuages. En fonction de ces conditions, différents types de cristaux peuvent se former. La forme que peuvent prendre ces cristaux est variable et résumée dans la figure 1.1. Plusieurs sortes se distinguent : dendritiques, plates ou bien encore en aiguilles selon le niveau de saturation de vapeur d'eau et de température dans l'atmosphère lors de la formation.

Une fois les cristaux formés, des chutes de neige se produisent sous l'effet de pesanteur et, si les conditions de température sont réunies en surface, la neige fraîche a la possibilité d'atteindre le sol et de s'accumuler. L'accumulation de précipitations finit par former un manteau neigeux composé de plusieurs couches de neige.

1.1.2 Métamorphisme

Le manteau neigeux est principalement composé de plusieurs strates qui se forment dans des conditions différentes et les cristaux de neige ainsi accumulés subissent alors des transformations qui les modifient en différents types de grains (particules reconnaissables, grains fins, grains ronds, faces planes, gobelets, ...). Les types de grains de neige sont listés dans le tableau 1.1 et sont classés par leur forme selon la convention adoptée par

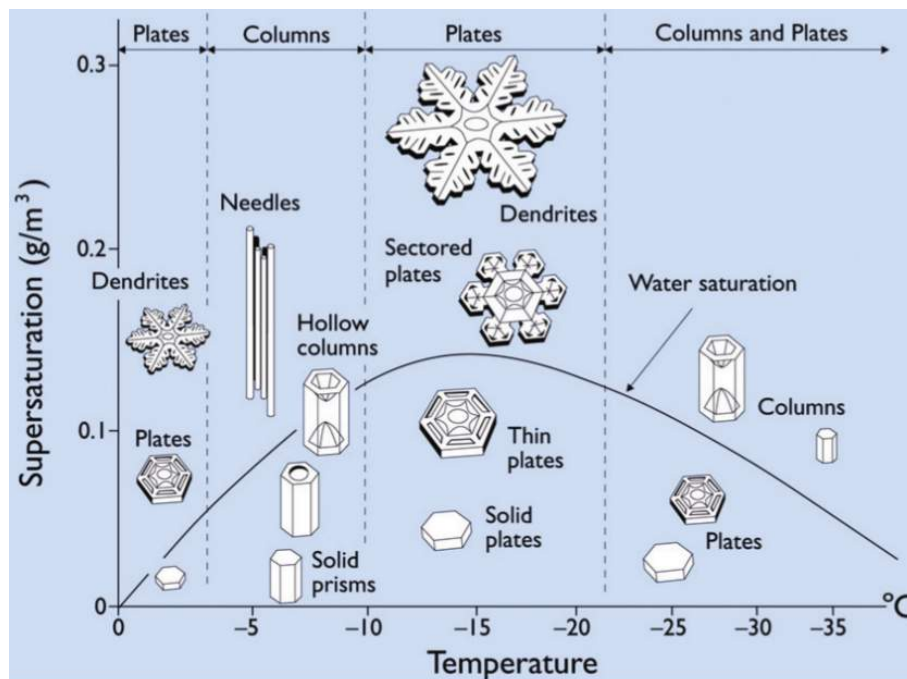


FIGURE 1.1 – Diagramme décrivant la morphologie des cristaux de glace en fonction de la sursaturation de vapeur d'eau dans l'air et de la température [Libbrecht, 2005].

la classification internationale [Fierz et al., 2009].

TABLE 1.1 – Tableau des principales classes morphologiques appliquées au grain de neige (d'après [Fierz et al., 2009]).

Classe morphologique	Symbole associé
Neige fraîche	+
Particules reconnaissables	/
Grains fins	•
Faces planes	□
Givre de profondeur (gobelets)	^
Givre de surface	v
Grains ronds	o

Les transformations, ou métamorphoses, ont pour origine des paramètres variés tels que le vent, la nébulosité et les précipitations associées, le bilan radiatif de surface, la température et/ou l'humidité de l'air [Pahaut, 1975, Marbouty and Pahaut, 1981]. Ces transformations sont également qualifiées de métamorphisme au sein du manteau neigeux. Il peut être mécanique, par effet de vent ou de tassement, conduisant à une destruction des grains et peut s'effectuer sur des échelles de courtes durées. Il est également thermodynamique, sous l'effet de processus qui opèrent à proximité de l'équilibre entre les différentes phases de l'eau. Deux cas de figures émergent alors : le cas où la température est négative avec un équilibre entre la glace et la vapeur, on parle alors de

neige "sèche" et le cas où l'eau liquide est également présente, on parle alors de neige "humide".

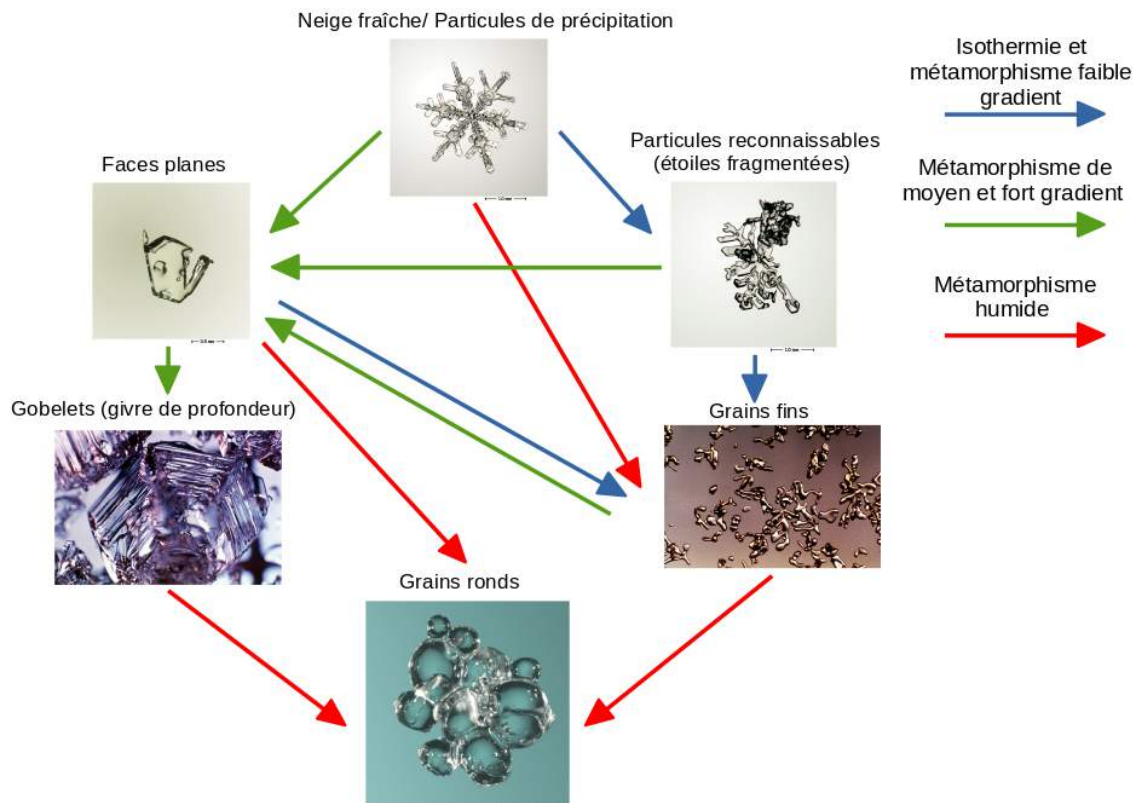


FIGURE 1.2 – Description schématique des différents types de métamorphismes et des évolutions que suivent les grains de neige (d'après [Brun et al., 2012] et photographies issues de la banque de données du CNRM/CEN).

1.1.2.1 Neige sèche

Dans le cas de la neige sèche (absence d'eau liquide) [Colbeck, 1983], le métamorphisme se fait par l'intermédiaire de la vapeur d'eau. Ainsi, les transformations de la neige se font par le biais de phénomènes mécaniques ou thermodynamiques. Seules les phases solide et gazeuse de l'eau interviennent. Le manteau neigeux est soumis à une température proche de 0°C à sa base, due au fait de la restitution de la chaleur accumulée dans le sol avant l'hiver, ainsi qu'à de fortes variations de températures en surface dictées par les conditions atmosphériques et le bilan d'énergie. Ces conditions engendrent un gradient vertical de température qui caractérise la répartition de la température au sein d'une couche [Carmagnola, 2013]. Il est lié à la quantité d'air contenue par la neige

et, est généralement le plus fort dans les couches de neige moins denses de surface. Le gradient vertical de température est la source principale de l'évolution de la morphologie et de la mécanique des grains.

1.1.2.2 Neige humide

Pour la neige humide, l'eau ne se trouve plus uniquement sous forme de vapeur et de glace mais également sous forme liquide. La neige peut s'humidifier par fusion, comme dans le cas de la neige de surface lorsque le bilan des échanges énergétiques avec l'atmosphère est positif. L'apport d'eau liquide via des précipitations pluvieuses peut également humidifier le manteau neigeux sous forme de percolation de l'eau dans les couches sous-jacentes. Dans les deux cas, l'eau s'infiltré et se concentre sur les points de contacts entre les grains ainsi que dans leurs parties concaves. Lors du regel, la solidification libère de l'énergie qui permet de faire fondre les parties les plus convexes des grains, et de libérer à nouveau de l'eau liquide. Ainsi, ils continuent de grossir, s'arrondir et s'agglomérer pour former des grains ronds typiques de cette humidification [Colbeck, 1982]. Ces interactions sont résumées dans le schéma 1.2.

1.1.3 Propriétés physiques

Le manteau neigeux possède différentes propriétés physiques qui permettent de décrire son état. Ces variables peuvent concerner l'intégralité du manteau comme son épaisseur ou sa masse, quantifiée par son équivalent en eau (Snow Water Equivalent noté SWE), tandis que d'autres sont propres à chaque couche qui le compose. Ces variables sont mesurées localement en réalisant une coupe dans le manteau neigeux appelée stratigraphie. L'épaisseur du manteau neigeux (SD pour *Snow Depth*) est une variable plus facile à acquérir. Elle se mesure sur la totalité du manteau neigeux. Son unité de mesure est le mètre. Il est possible de la mesurer en utilisant une sonde mais plus communément à l'aide de capteurs (laser ou ultrason) afin d'obtenir des mesures ponctuelles automatiques et régulières [Nitu et al., 2018]. L'utilisation de la télédétection laser (LiDAR) pour estimer cette variable est également possible [Deems et al., 2013]. Des progrès ont également été faits par l'utilisation d'images tri-stéréoscopiques [Marti et al., 2016].

1.1.3.1 Masse ou équivalent en eau (SWE)

L'équivalent en eau du manteau neigeux, qui représente la masse de neige par unité de surface, est directement lié à son épaisseur par :

$$SWE = SD \cdot \rho_{neige} \quad (1.1)$$

avec ρ_{neige} la masse volumique globale du manteau neigeux.

Le SWE s'exprime en kg m^{-2} et représente un enjeu majeur de l'hydrologie de montagne. Réussir à le mesurer et connaître sa variabilité sont des éléments recherchés.

1.1.3.2 Masse volumique

La masse volumique, exprimée en kg m^{-3} , représente la masse de glace contenue dans un volume unitaire de neige. Cette variable, qui relie l'épaisseur de neige et le SWE, quand elle est calculée à l'échelle du manteau neigeux entier, présente une fluctuation particulièrement marquée. En effet, elle peut varier d'une couche à l'autre selon les conditions météorologiques à l'origine de ces couches, dont la température, le type de neige et le vent. Par exemple, plus une neige est ventée lors de sa chute, plus sa masse volumique est importante [Pomeroy and Gray, 1995]. Par ailleurs, elle augmente également avec les processus qui modifient le manteau, notamment le tassement venant du poids des couches supérieures et la présence d'eau liquide. La masse volumique augmente naturellement avec l'âge de la couche de neige. Les valeurs typiques varient entre $30\text{-}200 \text{ kg m}^{-3}$ pour de la neige fraîche et $600\text{-}700 \text{ kg m}^{-3}$ pour du névé, la masse volumique de la glace étant $\rho_{glace} = 917 \text{ kg m}^{-3}$ [Pahaut, 1975].

1.1.3.3 Température, conductivité et capacité thermique

La température d'une couche de neige est une variable cruciale pour caractériser son état physique. Elle se mesure et s'exprime en Kelvin (K). Les propriétés thermiques et thermodynamiques sont essentielles pour évaluer la diffusion thermique au sein du manteau neigeux. La conductivité thermique effective permet de décrire l'efficacité à diffuser la chaleur à travers une couche de neige. La capacité thermique correspond à la quantité d'énergie nécessaire pour augmenter la température d'un échantillon de masse unitaire de neige. Ce sont des variables d'état du manteau neigeux.

1.1.3.4 Surface spécifique ou SSA

La surface spécifique (SSA) est définie comme la surface développée à l'interface glace/air par unité de masse de neige telle que $SSA = S/M$ en $m^2 kg^{-1}$. Elle est définie également comme la surface des cristaux de neige disponible pour l'absorption de gaz. La SSA est une mesure du rapport entre la surface et le volume de la neige. En définissant le rayon effectif comme le rayon d'une collection de sphères identiques ayant le même rapport surface / volume qu'un grain de neige non sphérique [Domine et al., 2007], on peut écrire :

$$SSA = \frac{3}{\rho_{glace} r_{eff}} \quad (1.2)$$

La SSA est une variable qui permet de faire le lien entre l'état microphysique de la neige et les variables liées à ses caractéristiques électromagnétiques comme l'albédo, la profondeur de pénétration et les variations du signal dans les micro-ondes [Wiscombe and Warren, 1980, Flanner and Zender, 2006, Matzler, 1994]. Il est possible de mesurer la SSA notamment grâce à la mesure par réflectance infra-rouge (IR) [Gallet et al., 2009]. En général, les valeurs de SSA décroissent au cours du temps et avec le vieillissement des couches de neige.

1.1.3.5 La teneur en eau liquide

La teneur en eau liquide (TEL) caractérise la quantité d'eau liquide par unité de masse ou de volume de neige. Elle peut être exprimée de plusieurs manières par le biais de ratios d'unités de masse ou d'unités de volume. La TEL volumique s'écrit V_{eau}/V_{neige} et est exprimée en %. Lorsque la température d'une couche de neige est inférieure à 0°C alors la $TEL = 0\%$, et inversement, lorsque la TEL est différente de 0, cela implique que la température de la couche est égale à 0°C.

1.1.4 Les avalanches

Les avalanches de neige récente ou en aérosol, sont dues à une accumulation de neige fraîche, parfois résultant d'un important transport de neige par le vent, qui crée une couche très épaisse de neige peu dense et instable, à l'origine de départs spontanés. Inversement, les avalanches de neige humide sont en général dues à un redoux ou à des précipitations sous forme de pluies qui humidifient et densifient le manteau neigeux jusqu'à provoquer des écoulements. Les avalanches de plaques sont les plus à risque puisque le plus souvent provoquées par la présence de skieurs, raquetistes ou alpinistes. Elles sont dues à un manteau neigeux en structure de plaque : c'est à dire qu'une couche

avec cohésion de frittage ou "plaque" (friable ou dure) se trouve au dessus d'une couche plus fragile sur un manteau neigeux plus stable. Lors, par exemple, du passage d'un skieur, le poids de celui-ci sur cet empilement instable peut induire la rupture et le déclenchement de l'avalanche.

1.2 Autres enjeux

Au-delà du risque d'avalanche en montagne, d'autres enjeux sont impactés par la présence et la qualité de la neige.

1.2.1 Stations de sports d'hiver

Ayant un fort impact économique notamment dans les régions concernées (Alpes, Pyrénées principalement en France), les gérants de stations de sports d'hiver sont de plus en plus soucieux de la quantité de neige qui peut être disponible au sein de leur domaine. La problématique majeure réside dans les conditions d'enneigement dont la tendance est à la baisse, notamment pour les stations de basse et moyenne altitude [Verfaillie et al., 2018]. Pour maintenir un niveau d'enneigement suffisant, les stations ont recours, lorsqu'elles le peuvent, à la production de neige de culture [Spandre et al., 2015] afin de satisfaire la demande touristique. La modélisation des processus liés à la gestion de la neige dans les stations a notamment été étudiée par [Spandre et al., 2016] et peut servir lors des prises de décisions au sein des stations de sports d'hiver.

1.2.2 Ressources en eau

La neige joue un rôle important dans le défi majeur qu'est l'estimation des ressources en eau et l'hydrologie de montagne. En effet, lors des périodes de fonte nivale, elle apporte de l'eau douce à près de deux milliards de personnes à travers le monde [Simpkins, 2018, Mankin et al., 2015] par les différents cours d'eau. Elle est ensuite utilisée via des réservoirs et permet notamment d'alimenter certaines régions en eau lors de périodes plus chaudes, en été par exemple. Connaître l'étendu du couvert neigeux en montagne ainsi que son équivalent en eau représente un enjeu crucial. De plus, le réchauffement climatique joue également un rôle puisqu'il provoque une fonte précoce de la neige disponible et une incapacité à la stocker [Barnett et al., 2005], ce qui occasionne un déficit en eau pendant l'été et ce, particulièrement dans les régions montagneuses où les effets du changement climatique peuvent être accrus [Beniston, 2006].

Enfin, une fonte trop rapide peut également provoquer des crues dans certaines régions [Fang et al., 2014].

1.3 Les observations du manteau neigeux

Afin de bien maîtriser ces enjeux, il est important de connaître au mieux les propriétés qui régissent la structure du manteau neigeux ainsi que son évolution dans le temps. Pour parvenir à cela, deux types d'approches se distinguent : l'utilisation d'observations et la modélisation. Les observations ponctuelles peuvent fournir une caractérisation assez précise de la neige, mais ne permettent pas de retranscrire de manière adéquate sa variabilité spatiale [Mognard, 2003].

D'un autre côté, il est également possible d'utiliser des observations issues de la télédétection spatiale qui ne permettent pas de mesurer directement les propriétés du manteau neigeux mais, qui peuvent fournir des informations liées aux propriétés de la neige, sur sa variabilité spatio-temporelle et son étendue.

1.3.1 Observations *in-situ*

Depuis des décennies, le meilleur moyen d'obtenir des informations directes sur la variabilité des propriétés du manteau neigeux et sur sa structure réside dans les mesures et les observations *in-situ*. Celles-ci peuvent être réalisées par des sondages ou via l'utilisation d'instruments de mesure qui fournissent de manière ponctuelle des informations sur des variables types comme la hauteur de neige ou encore le SWE. Lorsque des sondages sont réalisés, diverses propriétés comme la densité, la température ou le SWE peuvent être mesurées. De plus, une coupe dans le manteau neigeux peut être obtenue afin d'observer la stratigraphie, l'épaisseur des couches ainsi que la taille et le type de grain présents dans les différentes couches. Ces mesures sont réalisées par des personnes et sur divers points de mesure en montagne afin d'évaluer la qualité du manteau neigeux et un potentiel risque avalancheux. Des stations automatiques ont également été installées comme le réseau Nivôse en montagne par Météo-France¹. Ces stations fournissent des mesures de la température sous abris, de la force du vent et de la hauteur de neige en haute montagne dans des endroits difficiles d'accès. Les observations *in-situ* permettent d'obtenir des détails sur la structure et les propriétés du manteau neigeux de manière ponctuelle, mais elles présentent des limites du fait de l'absence d'informations sur sa variabilité spatiale. D'autre part, la variabilité temporelle peut être suivie grâce aux ins-

1. <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article450&lang=fr#nivose>

truments automatiques mais ceux-ci ne sont pas en mesure de fournir des informations aussi détaillées qu'un sondage.

1.3.2 Observations issues de la télédétection

Afin de compléter les observations *in-situ*, de mieux connaître les propriétés spatio-temporelles de la couverture neigeuse et de pouvoir répondre aux enjeux qui l'impliquent, des satellites sont utilisés depuis le début des années 1960 [König et al., 2001, Nolin, 2010a]. Ils transportent des instruments fonctionnant dans diverses bandes de fréquences et de longueurs d'ondes qui permettent de mesurer des propriétés liés aux caractéristiques du manteau neigeux. On peut notamment distinguer deux grandes classes de capteurs satellites : ceux qui opèrent dans le domaine optique, et qui comprennent les longueurs d'ondes allant du visible à l'infrarouge, et ceux qui fonctionnent dans le domaine des micro-ondes.

Les instruments de télédétection optique sont sensibles aux propriétés du manteau neigeux de surface, l'épaisseur d'interaction étant dépendante de la longueur d'onde. C'est la réflectance du couvert neigeux qui est mesurée et elle dépend de la taille des grains, de la SSA et de la présence d'impuretés [Skiles et al., 2018]. L'albédo de la neige qui correspond au rapport entre la quantité de rayonnement solaire réfléchi et celle incidente peut aussi être obtenu. Il permet notamment de pouvoir donner un âge à la neige : une neige fraîche aura un albédo proche de 90% contrairement à une neige plus ancienne pour laquelle l'albédo sera plus faible [Foster et al., 1987]. Les instruments fonctionnant dans ce domaine de longueurs d'ondes, à bord de satellites, permettent de cartographier la portion de surface enneigée. Cependant, en présence de nuages, il peut être difficile d'arriver à faire la distinction entre ceux-ci et la neige en surface.

Le domaine des micro-ondes, toutes bandes confondues, a pour avantage de ne pas être affecté par le type de temps ou la période de la journée où est effectuée la mesure. Cette caractéristique a l'avantage d'augmenter le temps de revisite. Il est important de distinguer les micro-ondes passives et actives. En mode passif, le capteur mesure le rayonnement émis par la surface. Celui-ci, provenant du sol sous-jacent, est atténué par le manteau neigeux, permettant alors de mesurer le SWE et la hauteur de neige via l'émissivité. Cependant, le faible rayonnement provenant de la surface ne permet pas d'avoir de hautes résolutions spatiales (5 à 50 km selon la fréquence par exemple pour l'instrument Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E²)). En mode actif, le capteur émet le rayonnement qui interagit avec la surface et, mesure en retour, le

2. <https://aqua.nasa.gov/amr-e>

rayonnement rétrodiffusé dans sa direction. Cela a pour avantage d'augmenter la qualité de la résolution spatiale (pouvant aller jusqu'à la dizaine de mètres selon la fréquence d'émission) mais d'augmenter aussi le temps avant un nouveau passage par rapport aux capteurs fonctionnant en mode passif. Cela peut être corrigé en créant des constellations de satellites qui sont en mesure de doubler voir tripler le temps de revisite. La mission Sentinel-1³ est actuellement composée de 2 satellites, et le lancement de deux autres est prévu ([Torres et al., 2017]).

La télédétection micro-onde active par le biais de radars à synthèse d'ouverture (Synthetic Aperture Radars SAR) se révèle particulièrement intéressante puisque le signal varie en fonction de certaines propriétés du manteau neigeux. Leur potentiel est étudié depuis le début des années 1980 [Goodison et al., 1981] notamment pour leur capacité à fournir des données à haute résolution pour étudier le couvert neigeux.

La bande C, avec une fréquence centrale de 5.405 GHz, est fortement sensible au contenu en eau de la surface qui est observée par le radar. Cette caractéristique permet d'exploiter cette bande pour de nombreuses applications telles que la cartographie de la neige humide ou de l'humidité des sols, la détection des dépôts d'avalanches ou bien de crues. Depuis le début des années 1990, la technologie SAR vit son âge d'or. Les technologies à bord des satellites n'ont cessé de s'améliorer avec, aujourd'hui, des capacités à imager de grandes surfaces à des résolutions métriques. Les premiers SAR en bande C à être lancés furent les European Remote Sensing Satellites (ERS-1/2), J-ERS-1 (Japan Earth Resource Satellite) et Radarsat-1 par l'Europe, le Japon et le Canada. S'en sont suivis Envisat/ASAR en 2002, Radarsat-2 en 2007 puis Riset-1 en 2012 jusqu'au lancement de Sentinel-1A en 2014. Ces différents satellites ont été utilisés pour de multiples applications dont l'observation du manteau neigeux.

[Rott and Mätzler, 1987] ont montré le bénéfice de l'utilisation de la bande C et de la bande X via des SAR aéroportés pour étudier la neige humide. Les satellites ERS-1/2 ont été utilisés notamment par [Baghdadi et al., 1997, Koskinen et al., 1999] afin de suivre l'évolution de la neige humide. Ils ont également été utilisés conjointement au SAR de Radarsat-1 par [Nagler and Rott, 2000] pour cartographier l'étendue de cette couverture et en définir la limite par rapport aux zones de neige sèche [Baghdadi et al., 2000, Magagi and Bernier, 2003]. D'autre part, les capacités du radar imageur à bord du satellite-navette SIR-C/X-SAR à discriminer les différents états de la neige ou du sol nu ont été évaluées notamment par [Shi and Dozier, 1997]. Malgré le caractère récent de la mission Sentinel-1, des études, comme celle de [Nagler et al., 2016], montrent la capacité du SAR Sentinel-1 à améliorer le suivi de la fonte du manteau neigeux. Il est

3. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1>

également possible de détecter des dépôts d'avalanches en utilisant des images qui encaignent temporellement un évènement [Eckerstorfer et al., 2017, Karbou et al., 2018].

1.4 Sentinel-1

1.4.1 La mission Sentinel-1

La mission Sentinel-1 est une mission de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) issue du programme Copernicus (anciennement Global Monitoring Environment and Security – GMES), un programme basé sur l'observation par satellites de la Terre. Les objectifs de cette mission résident dans l'observation et le suivi des surfaces tels que les forêts, l'eau, le sol ou encore l'agriculture. Elle est la source majeure de données pour les océans et l'Arctique (informations sur le site web <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1>). D'autre part, ces données à double polarisation sont particulièrement intéressantes pour l'étude de l'agriculture, des forêts ou plus généralement des surfaces. Cette mission est composée de deux satellites, Sentinel-1A et 1B qui ont été lancés respectivement en Avril 2014 et en Avril 2016. Ces deux satellites sont situés sur le même plan orbital à 180° d'intervalle et à 693 km d'altitude. Le temps de revisite est en moyenne de 12 jours pour un satellite et de 6 jours si l'on considère les deux plateformes. Ainsi pour chaque satellite, deux types d'orbites sont possibles : l'orbite ascendante et l'orbite descendante. Au niveau des Alpes françaises et pour l'orbite ascendante de Sentinel-1, l'horaire de passage tend vers 17h30 (UTC). Pour l'orbite descendante, cet horaire de passage tend vers 5h30 (UTC). Ces deux directions donnent des résultats différents en zone de montagne puisque l'orientation de la pente par rapport au satellite est différente lors de son passage. Un SAR en bande C est présent à bord de chaque satellite afin d'imager la surface, c'est pourquoi nous allons détailler ses caractéristiques.

1.4.2 Caractéristiques du SAR

La fréquence centrale de la bande C est de 5.405 GHz, les mesures sont donc peu sensibles à la couverture nuageuse et aux conditions d'éclairage. Plusieurs modes d'acquisitions sont opérés afin de couvrir tous les types de surfaces :

- le mode **Stripmap**, utilisé dans la continuité des missions ERS et Envisat, produit une couverture de la surface à 5 m de résolution pour 6 empreintes réduites de 80 km qui peuvent toutes être sélectionnées et pour lesquelles l'angle d'incidence va varier.

- le mode **Interferometric Wide Swath** permet de combiner une large fauchée radar de 250 km avec une bonne résolution de 5 m par 20 m. La technologie TOPSAR (Terrain Observation with Progressive Scans SAR) est utilisée afin d'imager, via trois sous-empreintes, une plus grande empreinte où la qualité de l'image est homogène. Ce mode est utilisé par défaut lors de l'observation des surfaces continentales et c'est celui que nous avons exploité pour cette étude.
 - le mode **Extra Wide Swath** est destiné à être utilisé pour l'observation des zones maritimes, de la glace et des zones polaires pour lesquelles une forte couverture spatiale et de courts temps de revisites sont nécessaires. Ce mode fonctionne comme le mode précédent en utilisant cinq sous-empreintes.
 - le **"Wave"** mode a été prévu afin de déterminer, en association avec de la modélisation, la direction et la hauteur des vagues en haute mer.
- Ces modes sont représentés dans la figure 1.3.

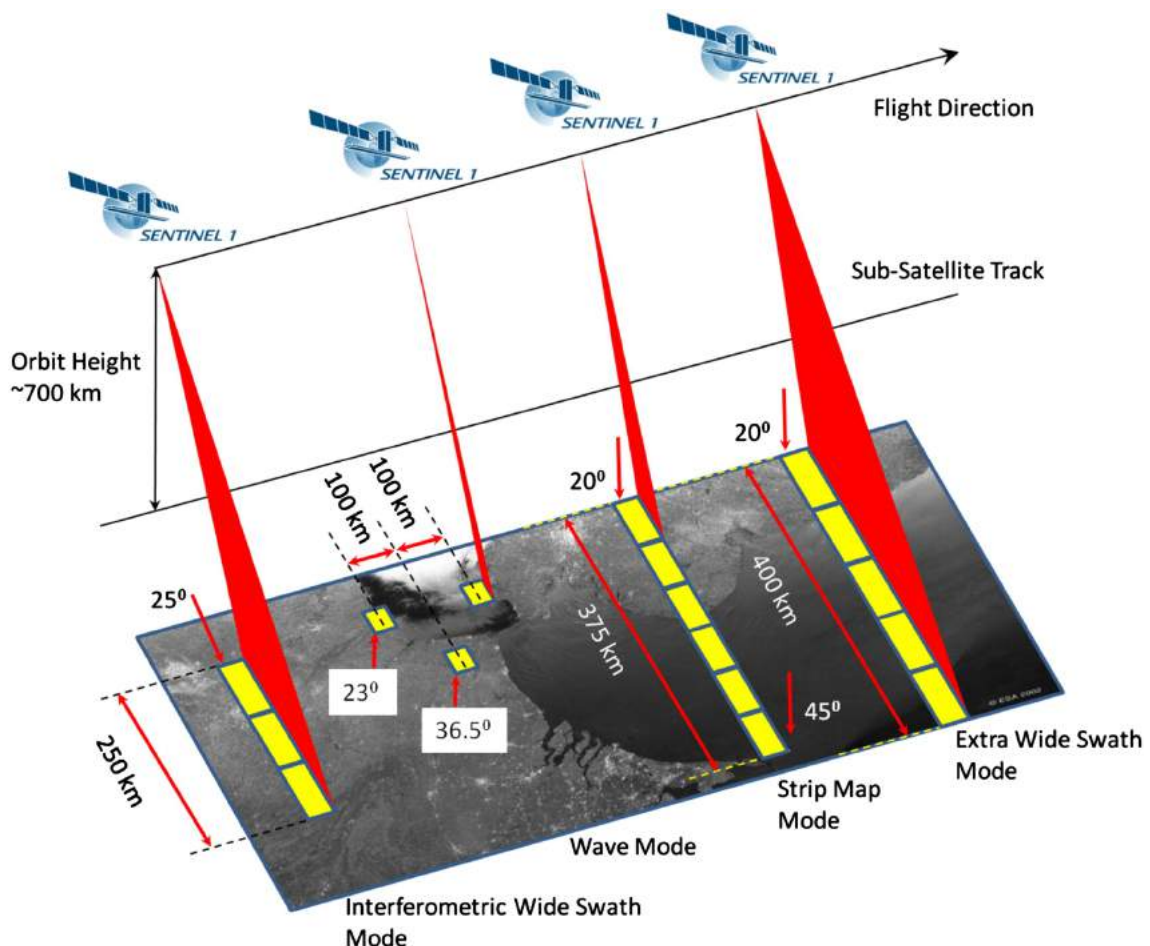


FIGURE 1.3 – Modes d'acquisitions du SAR de Sentinel-1.

Le SAR opère en polarisation simple (HH ou VV) et en polarisation double telles que HH + HV ou VV+ VH. Sur l'Europe, les observations sont principalement acquises

en configuration VV/VH du mode Interferometric Wide swath (IW). Plusieurs produits sont disponibles sur trois niveaux : Level 0, Level 1 et Level 2. Les produits que nous avons considérés sont de Level-1 pour lequel plusieurs niveaux de traitement sont disponibles. Parmi ces niveaux, nous avons sélectionné les produits GRD pour Ground Range Detected. Ces produits sont corrigés et projetés sur l'ellipsoïde de la Terre en coordonnées WGS84. Les valeurs des pixels SAR avant pré-traitements représentent l'amplitude tandis que l'information contenue dans la phase n'est pas conservée.

Les données SAR sont disponibles ouvertement sur le site de l'ESA via le programme Copernicus (site web : <http://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-data-access>).

1.5 Principe de la mesure SAR

Pour un capteur SAR, une antenne émet des impulsions électromagnétiques dans le domaine des micro-ondes en direction orthogonale au sens de déplacement du satellite. Suite à l'interaction de l'onde avec la cible, une partie de l'onde sera rétro-diffusée vers le capteur, et l'amplitude et la phase du champ électromagnétique de cet écho sera enregistré. On parle de SAR monostatique quand l'antenne émettrice est également réceptrice du signal. De nombreux ouvrages et articles ont abordé le fonctionnement de cette technologie, notamment [Tomiyasu, 1978, Bamler and Hartl, 1998, Massonnet and Souyris, 2008, Marino, 2010, Moreira et al., 2013, Chen, 2016].

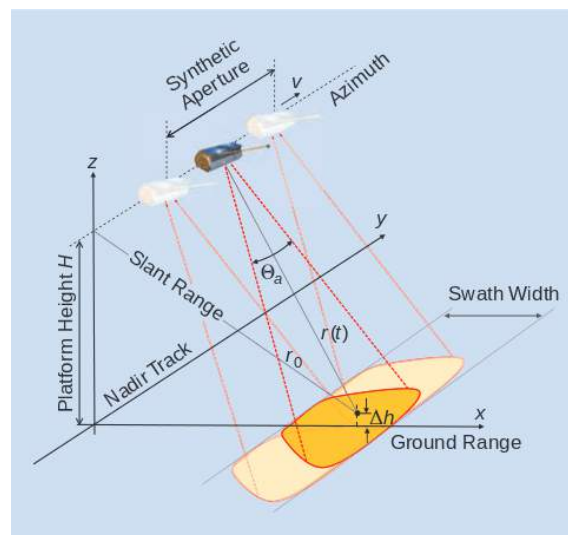


FIGURE 1.4 – Schéma récapitulant la géométrie d'acquisition radar. Source [Moreira et al., 2013].

Comme illustré dans la figure 1.4 qui représente la géométrie d'acquisition, le satellite se déplace dans la direction azimutale (axe y) avec une vitesse V et à une altitude H .

L'antenne pointe dans une direction perpendiculaire à la direction de vol. Cette direction orthogonale est qualifiée d'axe oblique ou *slant-range* (axe r) et l'axe forme un angle de visée θ par rapport au nadir. La direction de vol projetée au sol est dite *ground track* et le faisceau de l'antenne balaye continuellement une zone au sol qualifiée d'empreinte radar.

1.5.1 Résolution des SAR

La résolution spatiale d'un radar (on parle aussi de *Real Aperture Radar* ou RAR) est représentative de sa capacité à discriminer deux cibles au sol et peut être définie par deux paramètres liés à l'axe en distance et à l'axe azimutal :

- Sur l'axe r , on qualifie de résolution en distance, la différenciation des différentes cibles au sol qui dépend de la durée des impulsions de l'onde et de la vitesse de la lumière dans le vide c :

$$\delta_r = c \frac{\tau_p}{2} \quad (1.3)$$

- Sur l'axe y ou axe azimutal, le pouvoir de résolution est donné par la taille de la fauchée radar en azimut que l'on peut dénommer Δy . Cette résolution est définie par :

$$\delta_y = \Delta_y = 2r_0 \tan\left(\frac{\Theta_a}{2}\right) \approx r_0 \frac{\lambda}{D_y} \quad (1.4)$$

où r_0 est la distance entre le radar et l'objet, Θ_a l'ouverture de l'antenne en azimut et $\Theta_a \approx \frac{\lambda}{D_y}$ permet de simplifier l'équation.

Pour réduire la résolution en distance, l'équation 1.3 nous montre que τ_p , la durée d'impulsion de l'onde doit être petite. Or, il est compliqué d'émettre un signal correct avec une énergie suffisante et une durée d'impulsion minimale. D'autre part, une réduction de la résolution en azimut implique une augmentation trop forte de la taille de l'antenne. Les SAR ont été développés afin de surmonter les limites auxquelles peuvent être confrontés les RAR.

1.5.1.1 Résolution en distance des SAR

Afin d'augmenter la résolution en distance, sans pour autant réduire la durée des impulsions, une modulation de fréquence de ces impulsions est introduite. Ainsi, le signal émis qui balaye linéairement une bande passante de largeur W centrée sur la fréquence

porteuse f , avec un taux de modulation ω est qualifié de "chirp" et s'écrit alors tel que :

$$s(t) = \text{rect} \left[\frac{t}{\tau_p} \right] \exp \left(j2\pi \left(ft + \frac{\omega t^2}{2} \right) \right) \quad (1.5)$$

Pour retrouver l'information réelle de la mesure, le signal reçu a besoin d'être compressé afin de le nettoyer des altérations induites par la modulation linéaire. Ce signal compressé s'écrit :

$$s_r \left(t - \frac{2}{c}r_0 \right) \approx \tau_p \text{sinc}(\omega\tau_p \left(t - \frac{2}{c}r_0 \right)) \quad (1.6)$$

avec $\omega = \frac{W}{\tau_p}$ et r_0 la distance entre le radar et la scène à observer. Ainsi, la nouvelle expression de la résolution en distance peut alors être exprimée à partir de la position du premier zéro de la fonction s_r soit :

$$\text{delta}_r \approx \frac{c}{2\omega\tau_p} = \frac{c}{2W} \quad (1.7)$$

Pour le SAR de Sentinel-1, la modulation de la bande de fréquence est égale à 56 MHz.

1.5.1.2 Résolution en azimut

La synthèse d'ouverture est la technique utilisée pour réduire la résolution en azimut. Un objet au sol est illuminé pour différentes positions de la plateforme par plusieurs impulsions. L'intervalle pour lequel une même cible est illuminée par le capteur est défini par :

$$y - y_0 \in \left[-\frac{\Delta_y}{2}; \frac{\text{Delta}_y}{2} \right] \quad (1.8)$$

Le signal rétrodiffusé par l'objet et reçu par le capteur s'écrit :

$$s_r \left(t - \frac{2}{c}r_0 \right) \approx \text{rect} \left[\frac{t - \frac{2}{c}r_0}{\tau_p} \right] \exp \left[j2\pi \left(f \left(t - \frac{2}{c}r_0 \right) + \frac{\omega \left(t - \frac{2}{c}r_0 \right)^2}{2} \right) \right] \quad (1.9)$$

Enfin, de la même manière que pour la résolution en distance, il est nécessaire de réaliser un filtrage adapté qui permet alors d'exprimer la résolution en azimut telle que :

$$\delta_y = \frac{1}{W_a} \approx \frac{\lambda}{2\Theta_a} \approx \frac{D_y}{2} \quad (1.10)$$

avec W_a l'occupation spectrale du signal reçu en azimut.

La synthèse d'ouverture permet d'obtenir de très bonnes résolutions, tant en distance qu'en azimut, tout en s'affranchissant des limites physiques qui s'appliquent au radar à

ouverture (antenne) réelle. Les résolutions obtenues sont de l'ordre du mètre.

1.5.2 Chatolement (ou *speckle* en anglais)

Une des limitations principales des images SAR est la présence du phénomène de chatolement ou speckle qui dégrade la lisibilité des images. Le speckle intervient suite à l'interférence des champs rétro-diffusés par les cibles élémentaires dans une cellule de résolution. Il est souvent modélisé comme un bruit aléatoire multiplicatif.

Le signal reçu est composé de sommes cohérentes qui sont aléatoires et propres à la cellule de résolution. Cela résulte en une image SAR à l'aspect granulaire et cet effet porte le nom de chatolement (de l'anglais *speckle*). L'intensité est reliée à l'amplitude de l'image par $I = A^2$ et est considéré comme aléatoire avec une moyenne invariante selon la présence ou l'absence de chatolement. La variance de l'intensité par contre dépend de ce bruit et peut alors être exprimée telle que :

$$V_I = \sigma S_p \quad (1.11)$$

avec S_p qui correspond au chatolement. L'aspect granuleux constaté au sein de l'image SAR rend difficile l'interprétation du signal de celle-ci. Il existe deux types de méthodes qui permettent de réduire cet effet de chatolement dans les images SAR. Le procédé multi visée (*multi-look processing* en anglais) fournit des mesures indépendantes d'une même scène qui, une fois moyennées, permettent de lisser l'image et de réduire le chatolement. Cette procédure dégrade la résolution, ainsi il faut trouver un compromis entre la résolution que l'on souhaite et la réduction du chatolement. Il est également possible d'appliquer un filtre et pour cela plusieurs algorithmes sont disponibles. On pourra faire référence aux filtres de Lee ([Lee, 1981, Lee et al., 1991]), de Kuan ([Kuan et al., 1985]) et de Frost ([Frost et al., 1982]) pour les méthodes basées sur l'évaluation statistique des pixels dans une zone de l'image (méthodes souvent utilisées). Une autre méthode consiste à moyenner spatialement sur l'image ([Lee and Pottier, 2009]).

1.5.3 Distorsions géométriques

Du fait de la configuration de la mesure SAR et de la projection opérée latéralement, un angle d'incidence variable émerge au sein de l'image. Cet angle d'incidence local est dépendant de deux paramètres : l'angle de visée de l'antenne θ_v et la pente de la surface observée α :

$$\theta_0 = \theta_v - \alpha \quad (1.12)$$

Or, dans de nombreux cas, dont celui de cette étude, le terrain observé au sein d'une image SAR est composé de nombreux changements de pentes (zone montagneuse). Ces changements sont à l'origine de l'apparition de plusieurs distorsions géométriques représentées dans la figure 1.5 et détaillées ci-dessous :

Rétrécissement ou *Foreshortening*

L'effet de rétrécissement que l'on peut observer dans les images SAR est particulièrement impressionnant à visualiser et encore plus en zone de montagne. C'est lorsque la valeur de la pente est inférieure à l'angle d'incidence de l'onde que cet effet de compression des distances au sein de l'image SAR se distingue. En effet, le temps qui sépare les échos radar détermine la distance séparant l'émetteur de la surface. Comme montré dans la figure 1.5, lorsqu'une montagne est imagée, son sommet (point b) se révèle plus proche du capteur que sa base (point a). Ainsi, dans le plan de l'image, la distance entre a et b peut être fortement raccourcie. Dans une observation SAR imageant des montagnes, cette distorsion peut donner l'impression qu'elles "se penchent" dans la direction du capteur.

Repliement ou *Layover*

Dans la situation inverse, lorsque la pente du terrain est très supérieure à l'angle d'incidence du signal, celui-ci atteint le haut de la montagne avant d'atteindre sa base résultant en un effet de repliement avec une inversion des points de la cible sur l'image SAR (*layover*). Lorsque l'on regarde une image SAR, on peut détecter les zones qui sont sujettes à ce phénomène de part leur forte brillance. Cela est dû aux très faibles angles d'incidence locaux.

Ombrage ou *Shadow*

Enfin, en présence d'un obstacle entre le signal et sa cible (i.e. montagne), le capteur n'est pas en mesure d'illuminer certaines zones (voir figure 1.5). La zone non illuminée dépend alors de l'angle de la pente à l'opposé du capteur. Cet effet est qualifié d'ombage ou (*shadow*) et se manifeste sous la forme de pixels très sombres dans l'image radar à cause de l'absence de signal.

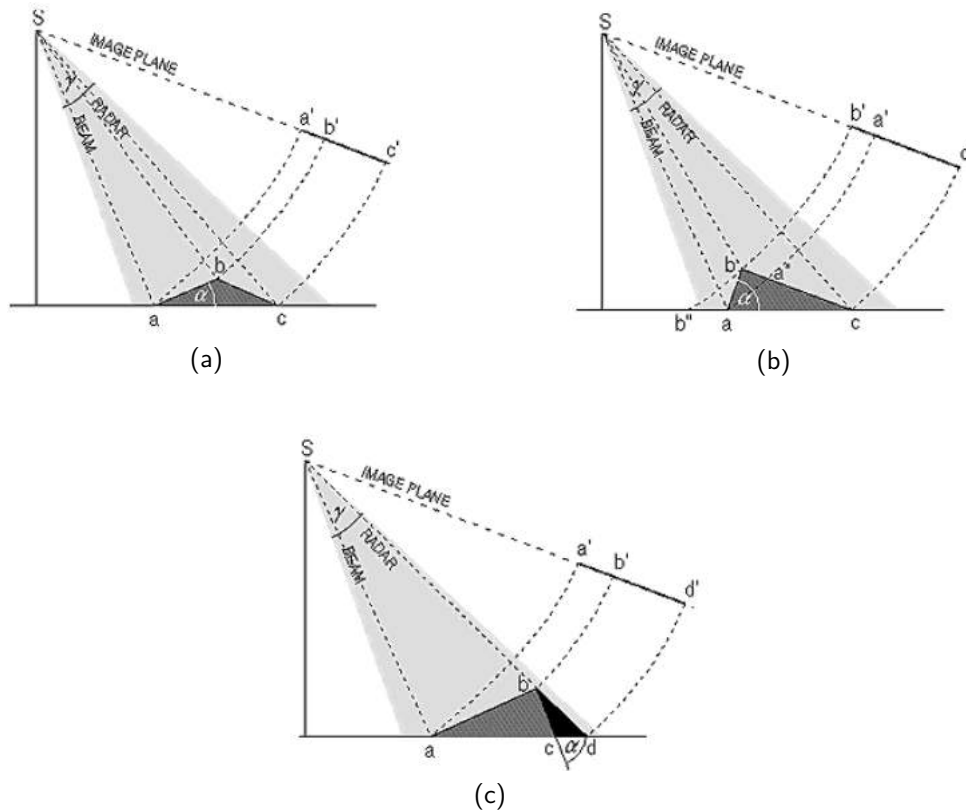


FIGURE 1.5 – Schémas des 3 types de distorsions géométriques. (a) Foreshortening. (b) Layover. (c) Shadow.

1.5.4 Pré-traitement des données Sentinel-1

Il est nécessaire d'appliquer des corrections au signal afin d'en extraire un coefficient de rétrodiffusion qui puisse ensuite être utilisé en terme d'analyse. Pour cela, plusieurs étapes sont nécessaires et une série de pré-traitements est réalisée sur les images SAR. C'est l'ensemble de ces pré-traitements qui est illustré dans cette partie. Comme mentionné dans la section 1.4.2, les produits que nous avons sélectionnés sont des produits GRD. L'avantage de ces produits est qu'ils ont été soumis au processus de *multi-looking*, permettant d'obtenir la taille de pixel nominale et une image moins bruitée.

1.5.4.1 Filtrage du bruit de chatoiement

Le premier pré-traitement qui est appliqué à l'image SAR est le filtrage du chatoiement. Plusieurs d'entre eux ont été testés et c'est celui de Frost [Frost et al., 1982] qui a été retenu. Ce filtre fait des hypothèses sur la statistique du bruit. En effet, le signal est exprimé comme une fonction variant peu et représentant la texture de la scène observée multipliée par une fonction gaussienne. Le filtre utilise les plus proches voisins du pixel

considéré pour calculer une moyenne pondérée sur la fenêtre considérée. Ce filtre procure de nombreux avantages comme notamment le temps de calcul, ainsi que la préservation des contours des objets observés. Utiliser ce filtre sur l'image SAR permet d'obtenir une image moins bruitée et qui préserve tout de même la composition de la scène.

1.5.4.2 Calibration radiométrique

Après avoir filtré le chatoiement du signal de l'image radar, une calibration radiométrique est également réalisée afin de transformer la valeur des pixels en un coefficient de rétrodiffusion radar représentatif de la réflectivité de la surface observée. Cette manipulation est nécessaire afin de pouvoir pleinement utiliser les données et les valeurs liées à chaque pixel. De plus, les images SAR doivent être calibrées radiométriquement lorsque l'on cherche à comparer la rétrodiffusion provenant de plusieurs capteurs différents ou d'images à différentes dates d'un même capteur.

La figure 1.6 illustre le passage d'un produit de niveau-1 non pré-traité à un produit filtré du bruit de chatoiement et radiométriquement calibré.

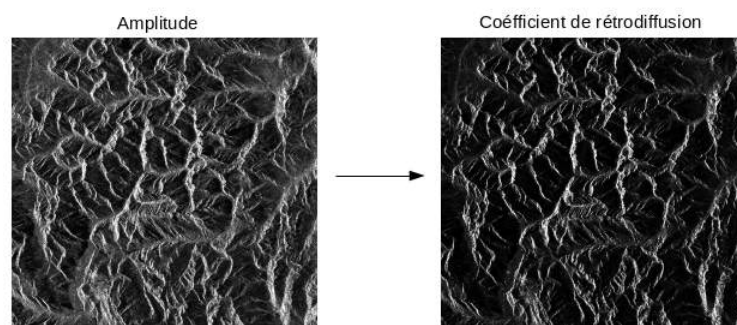


FIGURE 1.6 – Illustration d'une image SAR de Sentinel-1 avant (gauche) / après (droite) avec application du filtrage du bruit de chatoiement et de la calibration radiométrique.

1.5.4.3 Corrections géométriques

Une fois le signal filtré et calibré, il faut le corriger géométriquement en appliquant un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Nous avons utilisé un MNT de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) à 25 m de résolution. C'est par le biais de cette étape que le calcul des distorsions géométriques est réalisé. Le produit final résulte par une image SAR géométriquement corrigée ainsi qu'un masque indiquant les zones de distorsions. Cette étape du traitement des données permet également de projeter le produit GRD SAR sur le MNT pour générer une carte dans un système de coordonnées choisi. Dans notre cas, nous avons sélectionné le système de coordonnées

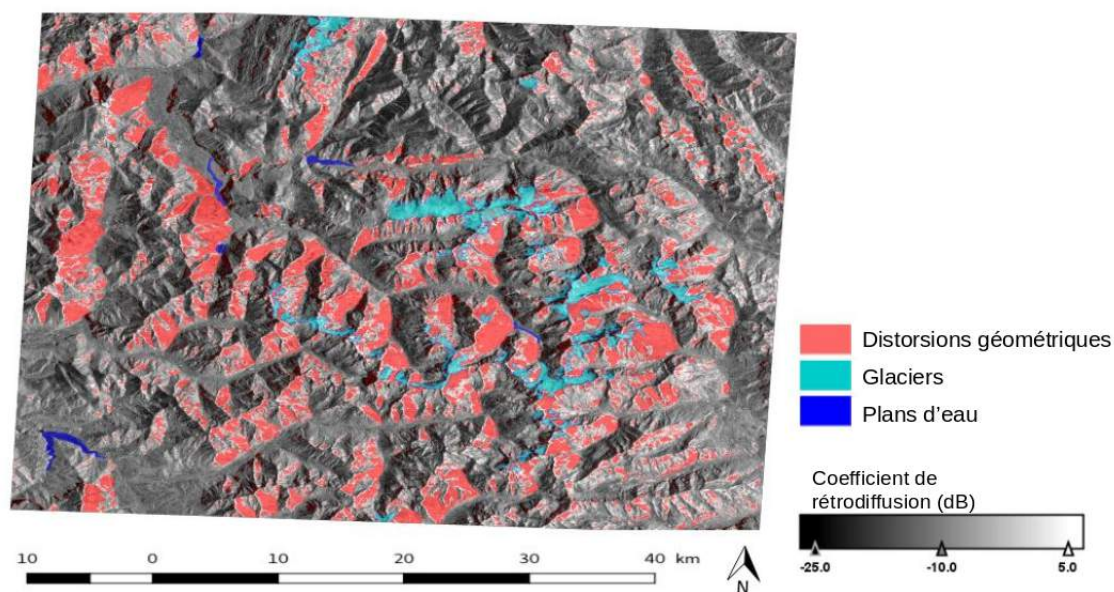
Lambert II étendu afin que cela corresponde au système de coordonnées de nos simulations. Plusieurs méthodes de ré-échantillonnage existent et nous avons retenu celle utilisant la convolution cubique. La figure 1.7 permet de visualiser les changements apportés par cette étape ainsi que le masque de distorsions correspondant. Elle permet aussi de visualiser les différences possibles, en terme de signal et de distorsions géométriques, entre l'orbite ascendante et l'orbite descendante. En effet, on constate que les pixels masqués sont différents, et pour ces raisons et celles présentées en début de chapitre, les deux types d'orbites sont analysés séparément dans la suite de ce manuscrit. D'autre part, on peut remarquer que les zones qui présentent des distorsions géométriques sont relativement nombreuses (environ 15% de la zone). Cette étape est indispensable lorsqu'on étudie des zones ayant une topographie complexe.

1.6 Modélisation de la rétrodiffusion du manteau neigeux

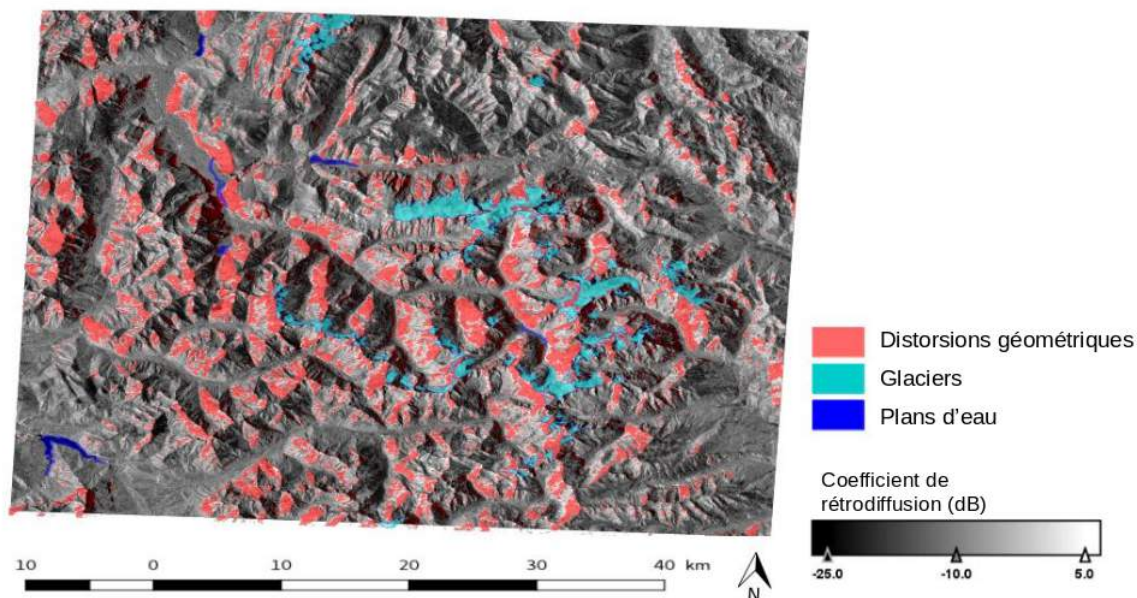
Cette section est consacrée à décrire l'ensemble des méthodes et des modèles qui ont été utilisés dans cette étude, afin de réaliser des simulations des coefficients de rétrodiffusion radar. Dans un premier temps, il est important de connaître les mécanismes et les conditions qui sont à l'origine de la formation du manteau neigeux ainsi que ceux qui gouvernent son évolution. Puis, nous aborderons les méthodes qui permettent de modéliser l'ensemble de ces conditions. Enfin, nous parlerons du modèle de transfert radiatif communautaire qui, en utilisant des simulations du manteau neigeux en entrée, a permis d'obtenir des simulations de coefficients de rétrodiffusion micro-onde.

1.6.1 Modélisation de la neige

De part son importance, notamment en hydrologie et dans la prévision du risque d'avalanche, le manteau neigeux est l'objet d'importantes avancées dans les milieux scientifiques concernés et notamment en modélisation. Il n'est pas évident de réussir à représenter les différents processus qui entrent en jeu durant sa formation et son évolution, étant donné qu'à l'époque des premiers travaux de modélisation (début des années 1960), les applications étaient uniquement centrées sur l'hydrologie et les processus physiques encore mal connus. Au fur et à mesure des années, les bilans d'énergie et de masse ainsi que les processus ont pu être de mieux en mieux modélisés pour arriver aujourd'hui à trois principaux types de modélisations du manteau neigeux. Premièrement, il y a les modèles monocouches qui représentent les processus de manière simplifiée



(a)



(b)

FIGURE 1.7 – Zones affectées par les distorsions géométriques au sein de la zone d'étude (a) 13 Février 2017, orbite descendante. (b) 14 Février 2017, orbite ascendante.

sur une seule couche. Il y a également des modèles de complexité intermédiaire tels que ISBA-ES (pour *Explicit Snow* [Boone and Etchevers, 2001]) qui représentent le manteau neigeux avec quelques couches et qui majoritairement lient les propriétés de la neige à sa masse volumique. Enfin, les modèles plus complexes prennent en compte de manière détaillée les processus mécaniques et physiques qui régissent la formation et l'évolu-

tion du couvert neigeux. On peut notamment citer SNTHERM (*Snow Thermal Model* [Jordan, 1991]), Crocus ([Brun et al., 1989, Brun et al., 1992, Vionnet et al., 2012]) et SNOWPACK ([Bartelt and Lehning, 2002]). Malgré des imperfections, ce sont ces types de modèles qui sont les plus aptes à reproduire les conditions d'évolution du manteau neigeux en fonction des conditions météorologiques associées. Crocus étant le modèle que nous avons utilisé, une description plus détaillée est retranscrite plus tard dans ce chapitre.

1.6.1.1 Les réanalyses SAFRAN

Afin de fonctionner, les modèles de manteau neigeux ont besoin d'avoir en entrée les conditions météorologiques indispensables à la formation des couches de neige. Pour cela, le Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN), initialement développé par [Durand et al., 1993] pour répondre aux besoins d'estimation du risque d'avalanche en zone de montagne est particulièrement indiqué pour fournir des informations quand aux conditions météorologiques. En effet, SAFRAN réalise une analyse des conditions météorologiques fournies par les différents réseaux d'observations disponibles puis, les combine à des estimations préliminaires pour fournir les forçages météorologiques nécessaires en entrée d'un modèle de neige. Les forçages renseignent sur la température et l'humidité de l'air, la vitesse du vent, l'opacité nuageuse, les précipitations (neige et pluie), le rayonnement thermique infra-rouge ainsi que le rayonnement solaire incident et réfléchi.

SAFRAN fournit des informations pour les 23 massifs des Alpes et les 23 massifs des Pyrénées qui ont été définis notamment pour leurs homogénéités climatiques et particulièrement en termes de précipitations [Pahaut and Sergent, 1991] et ce, à un pas de temps horaire. Les huit orientations principales sont prises en compte (Nord, Nord-Est, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Ouest, Ouest, Nord-Ouest) et les altitudes sont représentées avec un pas de 300 m. De plus, les pentes sont simulées par pas de 20° (0, 20, 40). Pendant cette thèse, ce sont les réanalyses SAFRAN ([Durand et al., 1999, Durand et al., 2009b]) qui ont été utilisées. Celles-ci ont été faites à partir de réanalyses climatiques (ERA-40). Elles permettent de réaliser des simulations ponctuelles et semi-distribuées du manteau neigeux. En ce qui concerne les ponctuelles, l'analyse SAFRAN est produite directement pour l'altitude des points considérés et prend également en compte les masques de rayonnement solaire directs qui sont associés à la topographie environnante. Dans le cas des simulations semi-distribuées, les analyses sont fournies avec le pas de 300 m d'altitude. La figure 1.8 illustre schématiquement cette représentation

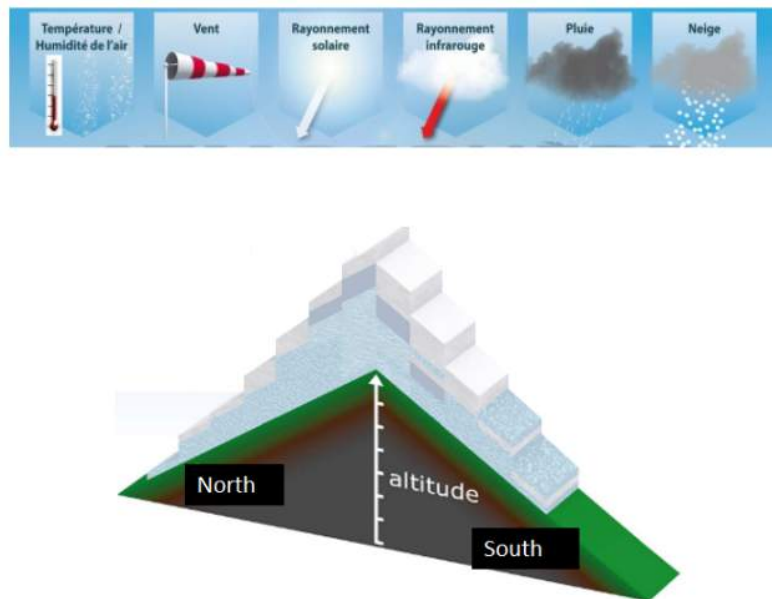


FIGURE 1.8 – Forçages atmosphériques provenant de SAFRAN et fournis en entrée de Crocus ainsi que la représentation de la topographie dans la chaîne de modélisation (d'après [Lafaysse et al., 2013]).

de la topographie et la manière dont se forme le manteau neigeux.

1.6.1.2 SURFEX/ISBA-Crocus

Généralités

Crocus est un modèle de manteau neigeux implémenté et activable dans le module de surface externalisé SURFEX. Il a été implémenté dans ce module, notamment, de manière à être couplé au modèle de sol ISBA (Interactions sol-biosphère-atmosphère [Noilhan and Planton, 1989]) et, plus particulièrement, au modèle de diffusion explicite ISBA-DIF ([Boone et al., 2000]). C'est un modèle multicouche unidimensionnel qui permet de simuler les propriétés physiques du manteau neigeux et son évolution. Pour cela, il prend en compte les différents échanges de masse et d'énergie qu'il peut y avoir avec l'atmosphère (e.g flux radiatifs, flux de chaleur latente et sensible, précipitations) et le sol (flux de chaleur par conduction). Crocus est discrétisé verticalement grâce à une grille unidimensionnelle d'éléments finis, basée sur plusieurs règles qui permettent d'avoir une stratification verticale réaliste. La première épaisseur est, par convention, la couche atmosphère/neige. Par ailleurs, en zone de montagne, elles sont empilées de manière parallèle à la pente. Cette structure nécessite des corrections des flux d'énergie et de masse afin de prendre en compte l'inclinaison de la surface. Chacune d'elles est décrite par différentes

propriétés : son enthalpie, sa température, son épaisseur, sa masse volumique et son âge. D'autre part, certaines propriétés des grains permettant de décrire leur évolution sont également prises en compte : la dendricité (propriété des cristaux de neige récemment tombés), la sphéricité (qui décrit le rapport entre le nombre de grains arrondis et les anguleux), la taille des grains et une variable permettant de retracer leur historique (notamment lors d'une précédente humidification) ([Brun et al., 2012, Vionnet et al., 2012]). Tous ces processus sont résumés dans la figure 1.9.

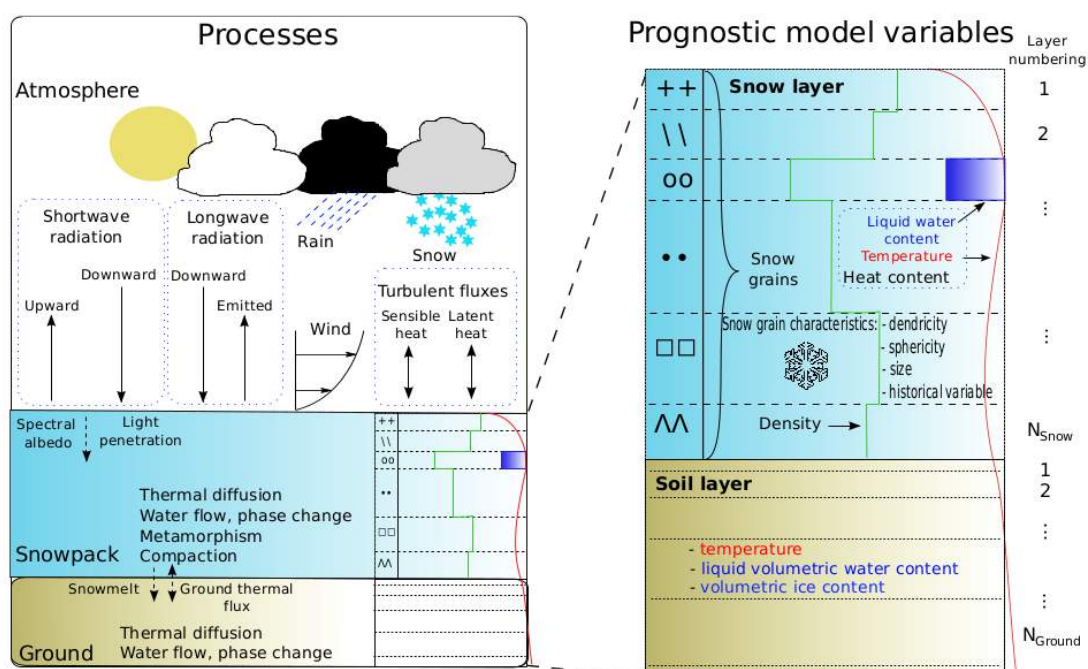


FIGURE 1.9 – Schéma récapitulant le fonctionnement de Crocus, les principaux processus physiques représentés ainsi que les variables d'état. (Source [Vionnet et al., 2012])

Pour fonctionner, Crocus a besoin de certaines variables atmosphériques en entrée :

- la température et l'humidité spécifique de l'air
- la vitesse du vent
- les rayonnements thermiques infra-rouge et solaire
- les précipitations, sous forme de neige et de pluie
- la pression atmosphérique

Architecture

Crocus fonctionne en appelant divers modules qui permettent de simuler, de la manière la plus réaliste possible, l'évolution du manteau neigeux ([Brun et al., 2012, Vionnet et al., 2012]). Durant cette thèse, les modules ont été utilisés par défaut, sauf pour la gestion de l'eau

liquide (percolation) où les 3 options disponibles ont été testées. Par souci de clarté, nous parlerons des modules de manière succincte mais nous détaillerons tout de même ces 3 options.

Tout d'abord, chaque chute de neige forme une nouvelle couche que l'on considère. Comme mentionné précédemment, les propriétés des grains de neige sont fonction des conditions atmosphériques, météorologiques en surface et du vent. Celui-ci a pour effet de briser les cristaux de neige fraîche et de réduire leur dendricité. Enfin, la température de la nouvelle couche de neige fraîche est supposée être égale à celle en surface du manteau neigeux où elle se dépose.

Une fois celle-ci déposée, une mise à jour de la stratification est réalisée afin de respecter d'une part, le réalisme des manteaux neigeux naturels, et d'autre part le nombre de couches imposées avant modélisation. Après cette mise à jour, ce sont les métamorphoses des grains qui sont prises en compte, cette caractéristique étant essentielle dans la formation et l'évolution du manteau neigeux (c.f. 1.1.2), ainsi que le tassement des couches du fait de la métamorphose et du poids des couches. La vitesse de tassement est exprimée grâce au poids (contraintes des couches supérieures) et grâce à la viscosité de la neige. Une couche humide accélèrera le tassement tandis qu'une couche constituée de gobelets le limitera. Une fois ces processus appelés, l'effet du vent sur le manteau neigeux et plus particulièrement sur les couches (et les grains) de surface est pris en compte via une paramétrisation empirique. La sublimation des grains pendant le transport n'est pas retenue dans la version que nous avons utilisée. Un module rendant compte de l'albédo et de la transmission du rayonnement solaire (propriétés optiques) est également activé. L'albédo dans le visible est notamment exprimé en fonction de l'âge de la couche de surface afin de prendre en compte les dépôts d'impuretés diverses progressifs. Par la suite, un bilan d'énergie de surface est réalisé en considérant les rayonnements, solaire et thermique, ainsi que les flux de chaleur sensible et latente.

Les modules liés à la fonte sont ensuite activés. Pour cela, il est nécessaire de résoudre le profil de température dans le manteau neigeux en fonction des conditions limites. Ensuite, plusieurs étapes sont possibles. Premièrement, si le flux d'énergie permet de faire fondre intégralement la couverture neigeuse, celui-ci disparaît avec la redistribution des flux aux interfaces. Puis, si cela n'est pas suffisant, ce même processus est mené pour l'ensemble des couches simulées. Dans le cas où le flux d'énergie permet de faire fondre la couche, celle-ci fusionne avec la couche adjacente qui possède les propriétés morphologiques les plus proches. Pour la gestion de l'eau liquide, 3 options de percolation basées sur le même processus de réservoir sont disponibles ([Lafaysse et al., 2017]). Chaque épaisseur est considérée comme un réservoir d'eau liquide et lorsque le seuil maximum

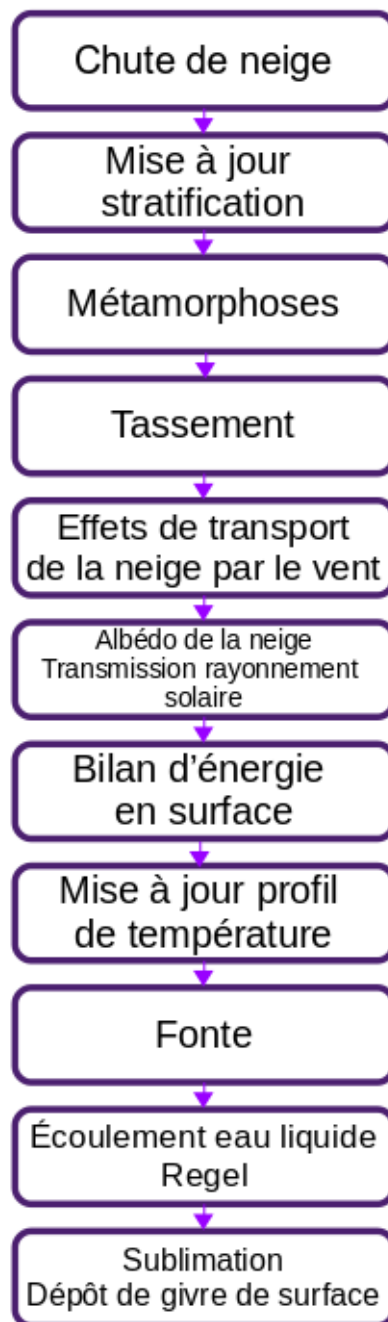


FIGURE 1.10 – Architecture d’appel des modules de formation et d’évolution du manteau neigeux dans Crocus (d’après [Brun et al., 2012, Vionnet et al., 2012]).

de rétention est dépassé, l’excès d’eau est transféré à la couche sous-jacente. L’option B92 est utilisée par défaut ([Brun et al., 1992]), et pour cette option le volume des pores est fixé à un pourcentage maximal ([Pahaut, 1975]) tel que :

$$w_{liq,max} = 0.05\rho_w\phi \quad (1.13)$$

avec $w_{liq,max}$ la capacité de rétention maximale de l'eau de la couche, $\phi = \frac{\rho - w_{liq}}{\rho_i}$ la porosité de la neige, ρ_w la densité de l'eau liquide et ρ_i la densité de la glace pure. Cette relation décrit une décroissance de la capacité de rétention maximale avec l'augmentation de la densité. L'option SPK utilisée dans le modèle de neige SNOWPACK ([Bartelt and Lehning, 2002]) basée sur les résultats de [Coléou and Lesaffre, 1998] est aussi implémentée. Sa capacité de rétention maximale s'exprime comme suit ([Wever et al., 2014, Lafaysse et al., 2017]) :

$$w_{liq,max} = \begin{cases} \rho_w \times (0.08 - 0.1023(0.97 - \phi)) & \text{si } \phi \geq 0.77 \\ \rho_w \times \left(0.0264 + 0.0099 \frac{\phi}{1-\phi}\right) & \text{sinon} \end{cases} \quad (1.14)$$

L'option du modèle de neige ISBA-ES (B02 [Boone, 2002]) y est également incluse. Cette option fournit une capacité de rétention maximale définie par une fraction massique d'eau liquide maximale. Sa formulation est :

$$w_{liq,max} = \frac{\rho}{\rho_w} \left(r_{min} + (r_{max} - r_{min}) \max \left(0, \frac{\rho_r - \rho}{\rho_r} \right) \right) \quad (1.15)$$

avec $r_{max} = 0.1$ et $r_{min} = 0.03$ pour des valeurs de densité supérieures à $\rho_r = 200 \text{ kg.m}^{-3}$ et pouvant aller jusqu'à 0.05 pour les plus faibles densités.

Pour les trois options, le contenu en eau est mis à jour afin d'inclure les chutes de pluie, la condensation ou l'évaporation de surface. Le calcul du déficit énergétique est réalisé et, en cas de regel, le contenu en eau liquide est réduit. Pour ce qui est de l'écoulement à la base du manteau neigeux, les ruissellements se feront en fonction de la qualité du sol sous-jacent. Enfin, le dernier module appelé est celui qui calcule la sublimation de la neige ainsi que le dépôt de givre en surface. Dans Crocus, l'épaisseur de la couche en surface est modifiée et non sa masse volumique.

1.6.2 Modélisation du signal radar

1.6.2.1 Introduction et historique des méthodes existantes

Pour modéliser la rétrodiffusion du manteau neigeux, de nombreuses approches sont possibles. En effet depuis les années 1980, avec l'avènement des instruments à micro-ondes passives puis actives, un besoin important de modéliser les interactions du signal électromagnétique avec la neige est apparue. Plusieurs variables du manteau neigeux et du sol sous-jacent impactent le signal micro-ondes. Ainsi, plusieurs méthodes et modèles ont été implémentés en traitant de manière différente la résolution des équations du

transfert radiatif et qui considéraient également des variables différentes quant à la microstructure de la neige. Le manteau neigeux est un milieu granulaire composé de plusieurs couches de propriétés différentes, ce qui rend la modélisation complexe. La rétrodiffusion de surface doit être considérée ainsi que la rétrodiffusion volumique.

Rétrodiffusion de surface

La rétrodiffusion de surface est liée à sa rugosité. Pour modéliser la rétrodiffusion, il faut connaître les paramètres de rugosité de la surface que l'on considère. Celle-ci dépend de la longueur d'onde avec laquelle l'instrument observe la surface. Dans le cas des micro-ondes, pour des fréquences de dizaines de GHz, la longueur d'onde est de l'ordre du centimètre. L'angle d'incidence sous lequel le signal lui parvient est également important. L'onde, arrivant sur la surface rugueuse, est partiellement réfléchiée dans la direction spéculaire et, diffusée dans les autres directions. Ce que reçoit le radar contient une partie de ce qui est rétrodiffusé, en surface, dans sa direction. Plusieurs méthodes ont été mises en application pour modéliser le transfert radiatif au sein d'un milieu naturel, dont l'Approximation de Kirchhoff, le modèle des petites perturbations ou SPM ([Ulaby et al., 1981, A.K., 1994]), la méthode de l'équation intégrale (IEM [Fung et al., 2010]) ou de l'équation intégrale avancée (AIEM [Chen et al., 2003]).

Rétrodiffusion de volume

Dans le cas de la neige, c'est la forte densité de diffuseurs présents au sein du manteau neigeux (grains de neige) qui constitue le plus gros défi en terme de modélisation des interactions avec l'onde électromagnétique. En effet, tous ces diffuseurs interagissent entre eux et des études qui considèrent ces diffuseurs comme indépendants ne peuvent pas être utilisées comme elles l'ont déjà été dans le passé pour des modèles à une couche tels que ceux de [Rott et al., 2010] ou [Ulaby et al., 1984]. Des théories plus complètes existent, comme celles de la *Strong Fluctuation Theory* (SFT [Stogryn, 1986]), qui permet des calculs pour des fréquences inférieures à 20 GHz, ou bien celle de *Improved Born Approximation* (IBA [Mätzler, 1998]) qui, fournit une longueur de corrélation pour la taille des grains ([Matzler, 2002]). Il y a également la *Dense Media Radiative Transfer Theory* (DMRT [Tsang et al., 1985, Tsang et al., 2007, Chang et al., 2014]) qui considère les grains comme des particules de glace sphériques. Ces méthodes théoriques de résolution ont été implémentées dans différents modèles. On retrouvera notamment la SFT dans le modèle de l'Université Technologique d'Hel-

sinki (HUT [Surdyk and Fily, 1995, Pulliainen et al., 1999, Lemmetyinen et al., 2010]), la DMRT dans divers modèles comme le DMRT-ML [Macelloni et al., 2001, Picard et al., 2013, Tedesco and Kim, 2006]) et l'IBA a été implémentée dans le *Microwave Emission Model of Layered Snowpacks* (MEMLS [Wiesmann and Mätzler, 1999, Mätzler and Wiesmann, 1999]). Le modèle HUT présente une méthode à deux flux et les modèles basés sur la DMRT utilisent de nombreux flux, MEMLS quant à lui utilise une méthode à 6 flux. Ces modèles sont tous différents et ce, notamment, par leur manière de résoudre les équations du transfert radiatif et permettent de récupérer les températures de brillances (micro-ondes passives). En 2015, [Proksch et al., 2015] a développé une version de MEMLS adaptée aux micro-ondes actives qui permet de calculer des coefficients de rétrodiffusion radar. C'est ce modèle que nous avons utilisé pour réaliser nos simulations de coefficients de rétrodiffusion comparables aux données SAR de Sentinel-1 et que nous allons présenter.

1.6.2.2 MEMLS3&a : MEMLS adapté aux micro-ondes actives

Dans cette section, nous ne détaillerons pas les formulations théoriques de MEMLS, mais celles de MEMLS3&a qui ont permis de donner le modèle de rétrodiffusion.

Introduction à MEMLS

MEMLS considère que le manteau neigeux est constitué de n couches horizontales parallèles entre elles. Les interfaces entre les différentes couches sont considérées comme planes. Chaque couche est caractérisée par son épaisseur, sa longueur de corrélation (propriété que nous expliquerons plus en détails), sa densité, sa teneur en eau liquide et sa température. Afin de pouvoir combiner les multiples diffusions et réflexions aux différentes interfaces et entre les grains de neige, [Wiesmann and Mätzler, 1999] ont utilisé un modèle dit "*sandwich*". La rétrodiffusion volumique est modélisée grâce à un modèle à deux flux (vers le haut et vers le bas), qui est dérivé d'une approche à six flux, dans toutes les directions. Les coefficients d'absorption et de diffusion sont exprimés en fonction des six flux ; celui concernant l'absorption est obtenu à partir de la densité, la fréquence et la température et celui de la diffusion dépend de la longueur de corrélation, de la densité et de la fréquence ([Wiesmann et al., 1998]). MEMLS fournit, avec les propriétés du manteau neigeux et du sol en entrée, des températures de brillance pour les deux types de polarisation (V et H). Cette version de MEMLS a été utilisée pour plusieurs études autour des micro-ondes passives ([Rees et al., 2010, Langlois et al., 2012, Schwank et al., 2014]).

Fonctionnement de MEMLS3&a

Dans le modèle de rétrodiffusion développé dans MEMLS3&a, la rétrodiffusion totale est considérée comme la somme des composantes spéculaires et diffuses. Par ailleurs, il est possible d'associer les observations passives et actives grâce à la réflectivité r , celle-ci étant liée à l'émissivité e du manteau neigeux par la loi de Kirchhoff :

$$r = 1 - e \quad (1.16)$$

La réflectivité représente la fraction de l'onde incidente, qui est réfléchiée dans l'hémisphère au dessus de la surface et il est possible d'estimer la fraction d'onde qui est rétrodiffusée dans la direction du radar. Ainsi, la réflectivité est représentée comme la somme des éléments diffus et spéculaires qui peut être exprimée sous la forme d'une intégrale telle que :

$$r = \frac{1}{4\pi\mu_n} \int_{2\pi} S(\mu_n, \phi_n, \mu, \phi) d\Omega = \frac{1}{2\mu_n} \int_0^1 S(\mu_n, \mu) . d\mu \quad (1.17)$$

où (μ_n, ϕ_n) est la direction incidente de l'onde avec l'angle au zénith θ_n tel que $\mu_n = \cos\theta_n$ et l'angle azimutal $(\phi_n, d\Omega = d\mu d\phi)$ est l'angle solide infinitésimal. La fonction S décrit finalement la dispersion depuis la direction incidente (μ_n, ϕ_n) vers la direction de diffusion (μ, ϕ) . Cette même fonction a été introduite par [Chandrasekhar and Transfer, 1960] et est identique à la somme des termes de polarisation parallèle et croisée de la section efficace radar σ^0 qui, elle, a été introduite par [Ulaby et al., 1981] :

$$S = \sigma_{like}^0(\theta_n, \phi_n, \theta, \phi) + \sigma_{cross}^0(\theta_n, \phi_n, \theta, \phi) \quad (1.18)$$

La fonction S peut être particulièrement complexe, cependant pour la diffusion, il existe des fonctions empiriques [Matzler and Rosenkranz, 2007] qui permettent de la définir plus simplement. Pour une diffusion lambertienne :

$$S_d = S_0\mu_n\mu \quad (1.19)$$

S_d correspond à la diffusion et S_0 est une constante. D'après l'équation 1.17, on peut écrire la réflectivité diffuse comme $r_d = \frac{S_0}{4}$ et la section efficace radar normalisée comme :

$$\sigma_d^0 = S_d(\mu = \mu_d) = 4r_d\mu_n^2 \quad (1.20)$$

Cependant, cette expression n'indique pas la séparation entre les composantes parallèle et croisée de la section efficace radar σ_d^0 . De plus, la structure de la neige est particulièrement complexe, ce qui induit que la polarisation croisée est produite à tous les niveaux de la diffusion. Ainsi, [Proksch et al., 2015] a introduit une relation empirique qui permet de définir la proportion des deux types de polarisations. Le paramètre qui définit cette proportion est noté q et il correspond à la proportion de polarisation croisée ($1 - q$ étant la fraction de polarisation parallèle). Ainsi :

$$\sigma_{d,pp'}^0 = \begin{cases} (1 - q)\sigma_{d,v}^0 & p = p' = v \\ (1 - q)\sigma_{d,h}^0 & p = p' = h \\ q(\sigma_{d,v}^0 + \sigma_{d,h}^0)/2 & p = v, p' = h. \end{cases} \quad (1.21)$$

La dernière ligne de l'équation est également valide lorsque $p = h$ et $p' = v$.

Grâce à l'équation 1.21, on peut réécrire la précédente en tenant compte des différents types de polarisations :

$$\begin{aligned} \sigma_{d,v}^0 &= \sigma_{d,vv}^0 + \sigma_{d,vh}^0 = 4r_{d,v}\mu_n^2, \\ \sigma_{d,h}^0 &= \sigma_{d,hh}^0 + \sigma_{d,hv}^0 = 4r_{d,h}\mu_n^2. \end{aligned} \quad (1.22)$$

La partie de diffusion spéculaire doit être également prise en compte dans le calcul de la rétrodiffusion. Dans MEMLS3&a, il est considéré que la surface du manteau neigeux ondule légèrement. Dans le cas d'une distribution Gaussienne des ondulations de surface, la partie spéculaire du coefficient de rétrodiffusion s'écrit :

$$\sigma_s^0 = r_{s,0} \frac{\exp[\tan^2\theta_n]/(2m)^2}{2m^2\mu_n^4} \quad (1.23)$$

avec m^2 pour la pente moyenne et r_s^0 , la réflectivité spéculaire pour une incidence normale. Cette équation est valide en tant que solution pour des surfaces ondulées dans l'optique géométrique ([Ulaby et al., 1982, Kong, 1986]). Elle est valable également pour des polarisations parallèles. [Proksch et al., 2015] ont eu besoin de généraliser cette solution pour l'adapter au terme spéculaire. En considérant que l'anisotropie est négligeable, les valeurs obtenues sont les mêmes pour la polarisation horizontale (HH) que pour la polarisation verticale (VV) et les polarisations croisées sont égales à 0. Ainsi la réflectivité totale peut s'écrire :

$$r = r_d + r_s \quad (1.24)$$

Pour avoir le coefficient de rétrodiffusion, il faut obtenir r_s et en place de r_s^0 vu dans

l'équation 1.23. r_s est identifiable dans de nombreuses situations comme la réflectivité de la surface du manteau neigeux (i.e. neige humide ou manteau constitué d'une seule couche). Cependant, dans les cas où la neige fraîche vient se déposer sur un manteau neigeux âgé, c'est plutôt l'interface entre celui-ci et la nouvelle couche de neige qui est dominante dans la direction spéculaire. Une méthode était nécessaire afin d'estimer les réflectivités spéculaires incohérentes dans le cas d'une stratification arbitraire du manteau neigeux. Cette méthode est détaillée dans [Proksch et al., 2015] et, dans le cas où les interfaces entre les couches sont lisses, la réflectivité spéculaire R_j peut être exprimée comme :

$$R_j = s_j + \frac{[(1 - s_j)u_j]^2 R_{j-1}}{1 - u_j^2 s_j R_{j-1}}, \quad j = 1, \dots, n \quad (1.25)$$

avec s_j , la réflectivité à l'interface du dessus de la couche j et $u_j = \exp(-\gamma_{e,j} d_j / \mu_{j-1})$, l'expression de la transmissivité cohérente de cette même couche. Dans cette dernière expression, $\gamma_{e,j}$ correspond au coefficient d'extinction et d_j à l'épaisseur de la couche. La réflectivité spéculaire du système en entier peut être notée :

$$r_s = R_n \quad (1.26)$$

Dans l'équation 1.25, $j = 1$ correspond à l'interface entre le manteau neigeux et le sol. Ce dernier est considéré comme rugueux contrairement aux interfaces entre les couches et sa réflectivité est également décomposée en une partie diffuse et une autre spéculaire telle que $s_0 = s_{s,0} + s_{d,0}$ et $R_0 = s_{s,0}$ est la réflectivité du sol ainsi que la condition initiale de la relation de récurrence de l'équation 1.25. r_s étant déterminé, le coefficient de rétrodiffusion total s'écrit alors :

$$\sigma^0 = \sigma_d^0 + \sigma_s^0 \quad (1.27)$$

La réflectivité peut être déterminée grâce à la température de brillance T_b et celle du ciel T_{sky} . Grâce à la relation suivante :

$$T_b = r T_{sky} + (1 - r) T_{eff} \quad (1.28)$$

où T_{eff} la température d'émission effective de la neige et du sol, on peut calculer la réflectivité en utilisant T_{b1} et T_{b2} grâce à deux valeurs arbitraires de T_{sky} , $T_{sky1} = 100K$ et $T_{sky2} = 0K$:

$$r = \frac{T_{b1} - T_{b2}}{T_{sky1} - T_{sky2}} \quad (1.29)$$

Pour résumé, le coefficient de rétrodiffusion total est divisé en deux parties, une composante spéculaire σ_s^0 et une composante diffuse σ_d^0 . La composante spéculaire est déterminée grâce à l'équation 1.23 et provient de la surface du sol, des interfaces entre les couches et de l'interface air/neige. La composante diffuse du coefficient de rétrodiffusion est dérivée de la composante diffuse de la réflectivité totale. La figure 1.11 indique, pour un manteau neigeux à deux couches, les composantes du coefficient de rétrodiffusion et de la réflectivité et résume la géométrie des flux dans MEMLS3&a entre le sol, les couches du manteau neigeux, leurs interfaces et l'interface air/neige.

Variabilité de σ^0 en fonction des propriétés de la neige

Pour terminer cette section sur la modélisation de la rétrodiffusion du manteau neigeux grâce à MEMLS3&a, nous allons illustrer les performances théoriques de MEMLS3&a en fonction des propriétés utilisées en entrée du modèle. On rappelle qu'en entrée, MEMLS3&a nécessite d'avoir les informations du manteau neigeux pour lequel les coefficients de rétrodiffusion sont calculés. Pour cela, il a besoin de connaître le nombre de couches et pour chacune d'elle dans l'ordre :

- le numéro de la couche (la 1^{ère} étant celle en contact avec le sol)
- la température de la neige (K)
- la teneur en eau liquide volumique (% vol)
- la densité de la neige ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
- l'épaisseur de la couche (cm)
- la salinité
- la longueur de corrélation exponentielle (mm)

La longueur de corrélation est utilisée pour décrire la micro-structure de la neige. Elle est définie comme suit :

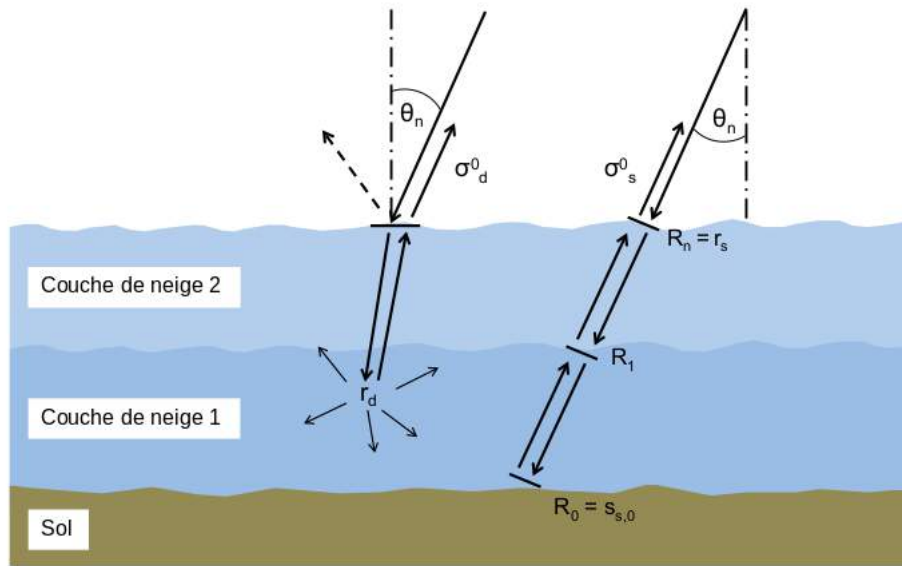
$$l_c = \frac{4(1 - \rho_{neige}/\rho_{glace}}{SSA} \quad (1.30)$$

où ρ_{neige} est la densité de la couche considérée, $\rho_{glace} = 917 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ et la SSA correspond à la surface spécifique de la neige pour cette même couche. La longueur de corrélation exponentielle est obtenue, alors, par une relation empirique ([Matzler, 2002]) :

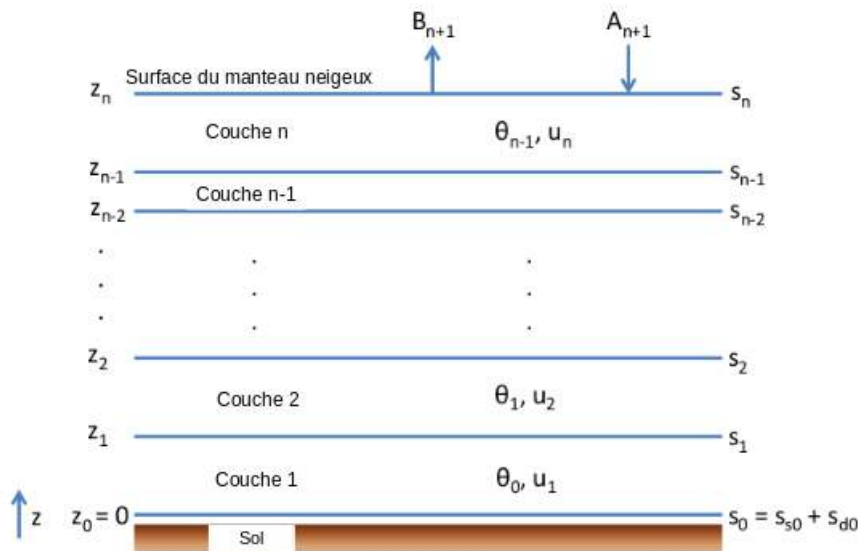
$$l_{ex} = 0.75l_c \quad (1.31)$$

Certaines de ces propriétés ont un impact important sur les variations du coefficient de rétrodiffusion.

Pour réaliser ces figures, nous avons calculé les coefficients de rétrodiffusion micro-



(a)



(b)

FIGURE 1.11 – Schémas conceptuels permettant de voir les interactions entre le rayonnement incident et la neige et la prise en compte des flux dans MEMLS3&a. (a) Illustration d'un manteau neigeux à 2 couches et de la manière dont le rayonnement incident peut être affecté par la diffusion de surface (interfaces) et la diffusion volumique. (b) Géométrie pour un manteau neigeux à n couches dans MEMLS3&a (1^{ère} couche au niveau du sol) et flux (θ correspond à l'angle de réflexion et u à la transmissivité).

ondes pour plusieurs valeurs de densité et de TEL (figures 1.12a et 1.12b). Pour le SWE, nous avons fait varier l'épaisseur de la couche à densité constante (figure 1.12c). En ce qui concerne la dernière figure (figure 1.12d), nous avons fait varier la SSA, avec une densité

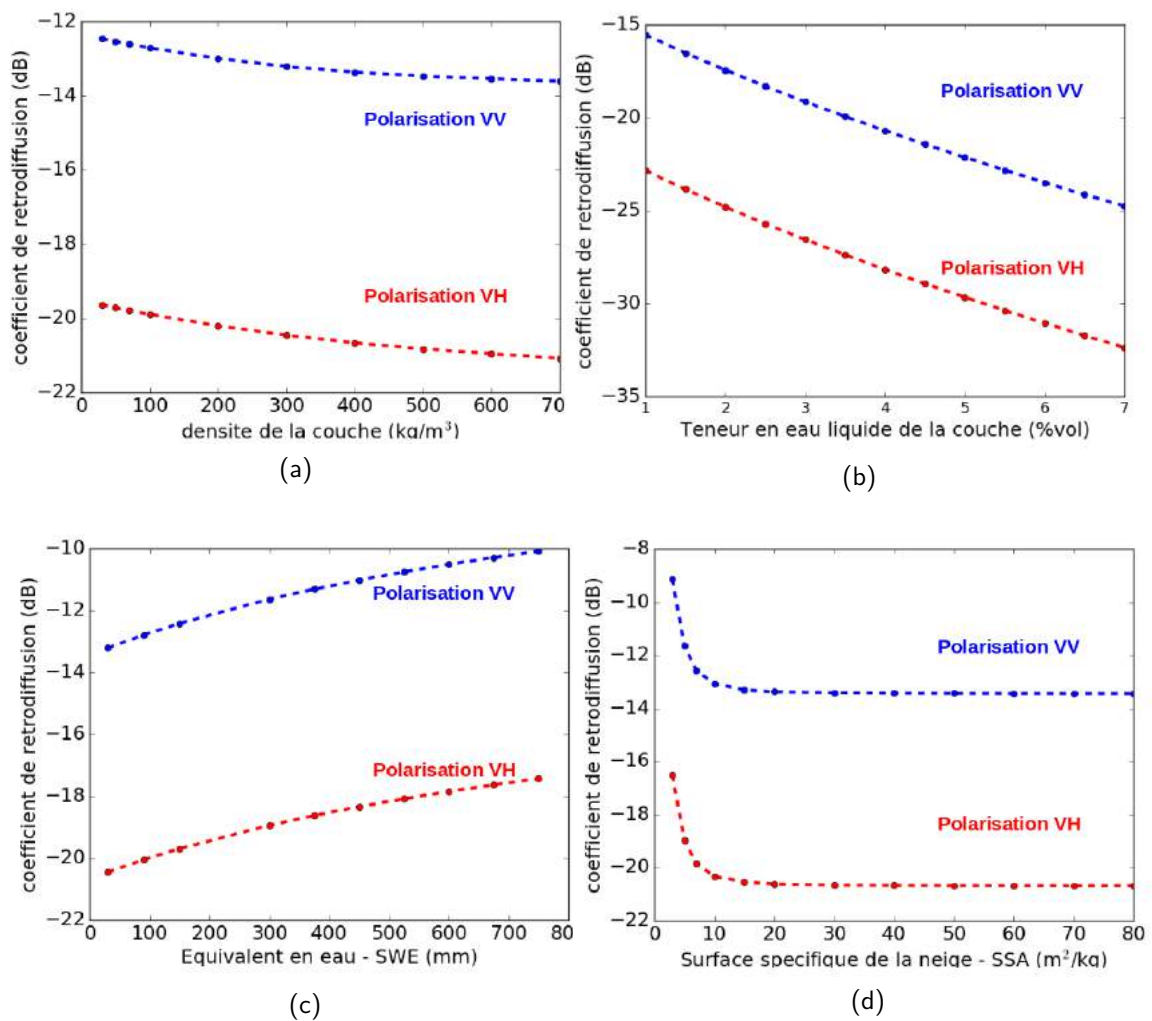


FIGURE 1.12 – Illustration des variations théoriques du coefficient de rétrodiffusion, en fonction des fluctuations des propriétés du manteau neigeux pour les polarisation VV et VH. (a) Variations en fonction de la densité. (b) Variations en fonction de la TEL. (c) Variations en fonction du SWE. (d) Variations en fonction de la SSA.

constante afin de faire varier la longueur de corrélation exponentielle utilisée en entrée du modèle. Dans tous les cas, les autres propriétés en entrée de MEMLS3&a sont constantes et nous avons pris en compte une seule couche. De plus, la neige était considérée comme sèche sauf dans le cas d'étude de la variation de la TEL. La figure 1.12 nous montre une différence constante de l'ordre de 7-8 dB entre les coefficients de rétrodiffusion en polarisation parallèle VV et en polarisation croisée VH. On remarque une tendance à la décroissance des σ^0 avec l'augmentation de la densité (figure 1.12a) et une gamme de valeur de -12 à -14 dB en polarisation VV et -19 à -21 dB en polarisation VH. Une forte décroissance des coefficients est observée avec l'augmentation de la teneur en eau liquide (figure 1.12b) avec des valeurs allant de -15 à -25 dB en polarisation VV et allant de -23

à -33 dB en polarisation VH. Dans le cas de la SSA (figure 1.12d), la décroissance des coefficients est modérée (de l'ordre de 4 dB) lorsque que l'on considère les plus faibles valeurs puis se stabilise ensuite. Enfin, dans le cas du SWE (figure 1.12c), on constate une légère augmentation des coefficients de rétrodiffusion avec l'augmentation du SWE (3 dB en plus entre un SWE de 30 mm et un SWE de 750 mm) et de l'épaisseur de la couche.

1.6.2.3 Application de l'ensemble de la chaîne de modélisation en un point

Pour illustrer les variations des coefficients de rétrodiffusion produits par la chaîne de modélisation, en fonction des variations des propriétés du manteau neigeux, une simulation ponctuelle à été réalisée à l'endroit de la station nivôse des Ecrins située à 1978 mètres d'altitude. Nous avons fait varier les propriétés simulées du manteau neigeux autour de la valeur normale et ces variations sont illustrées dans la figure 1.13.

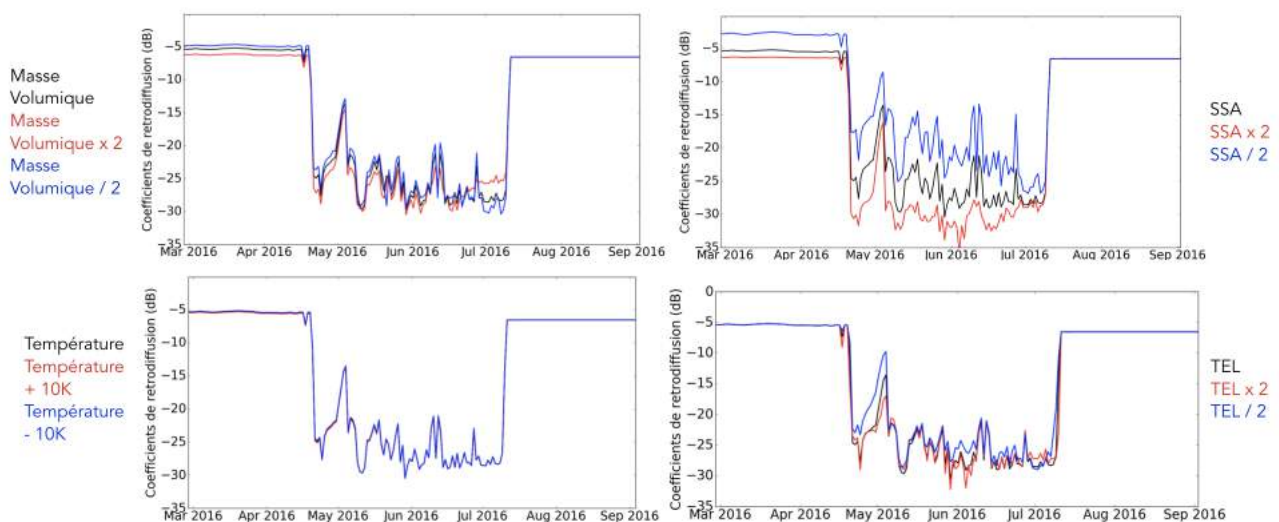


FIGURE 1.13 – Variations des coefficients de rétrodiffusion simulés par la chaîne de modélisation en un point à la station nivôse des Ecrins de Mars à Septembre 2016 pour plusieurs propriétés du manteau neigeux (masse volumique, température, surface spécifique et teneur en eau liquide).

Ces figures nous permettent de clairement distinguer les différents états de surface à cette altitude et pendant la saison. Depuis Mars et jusqu'à fin Avril, la neige est encore sèche et la variation des différentes propriétés à un faible impact sur les coefficients de rétrodiffusion. De Mai à Juillet, on observe aisément la période de fonte du manteau neigeux et des variations différentes selon le type de propriété considérée. Enfin à partir de mi-Juillet, on constate la disparition totale du manteau neigeux avec un coefficient de rétrodiffusion constant.

Chapitre 2

Évaluation des simulations de coefficients de rétrodiffusion par rapport aux données SAR de Sentinel-1

2.1 Introduction [en français]

L'étude menée dans ce chapitre représente la première étape vers l'assimilation des données SAR de Sentinel-1 dans le modèle de manteau neigeux Crocus. Pour cela, il est nécessaire d'évaluer la qualité de l'opérateur d'observation comparable aux données utilisées. Ici, nous avons évalué la qualité des simulations des coefficients de rétrodiffusion en bande C en les comparant aux données du SAR de Sentinel-1. Nous avons utilisé pour cela, la chaîne de modèles composée de SAFRAN qui a fourni les réanalyses météorologiques nécessaires en entrée de Crocus, qui, lui-même, a alors fourni les simulations des propriétés du manteau neigeux que nous avons utilisées en entrée du modèle de transfert radiatif MEMLS3&a. Cela a permis de modéliser des coefficients de rétrodiffusion en polarisation VV et VH et pour trois saisons hivernales consécutives : 2014-2015, 2015-2016 et 2016-2017. Les simulations ont été générées tous les jours du 1^{er} Octobre 2014 au 1^{er} Août 2017 à 6h et 18h (UTC), afin de correspondre au mieux aux données Sentinel-1 qui ont été récupérées pour deux orbites, ascendante et descendante, et dont les temps de passages étaient de 5h43 et 17H30 (UTC). De plus, les simulations ont été générées de manière distribuée et les réanalyses SAFRAN ont été projetées sur une grille topographique à 250 m de résolution, sur une zone de 2310 km².

Elle se situe dans les Alpes du Nord françaises, l'enjeu étant d'évaluer les simulations particulièrement en zone montagneuse. Elle offre une diversité d'altitudes, de types de surfaces (i.e végétation) et une diversité au niveau du manteau neigeux. Elle se situe à l'intersection de plusieurs massifs, les Grandes Rousses, l'Oisans, le Tabor, le Pelvoux, le Devoluy, le Champsaur, la Maurienne ainsi que Belledonne. Grâce à l'utilisation de trois saisons hivernales, ce sont 141 scènes d'observations Sentinel-1 à une résolution de 20 m qui ont été pré-traitées afin d'en extraire l'information sur la rétrodiffusion à laquelle nous avons comparé les simulations. La figure 2.1 donne un aperçu des comparaisons menées, ici sous forme de carte, pour une date en été.

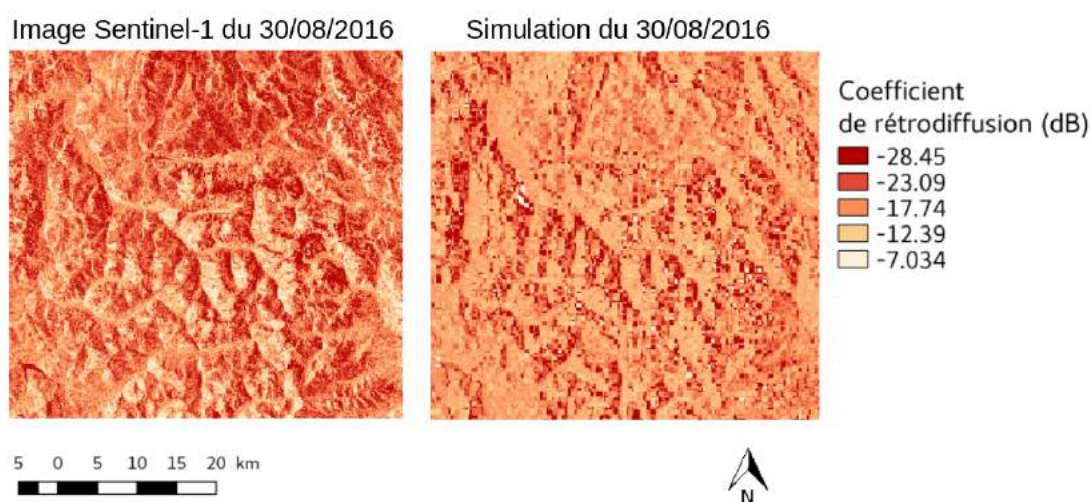


FIGURE 2.1 – Cartes permettant de visualiser la distribution des coefficients de rétrodiffusion sur la zone d'étude pour la date du 30 Août 2016 et pour une observations Sentinel-1 à 20 m de résolution et la simulation correspondante à 250 m de résolution.

Afin de les évaluer au mieux, nous avons considéré différents éléments :

- En cas d'absence de neige : les simulations ont été réalisées en utilisant une couche de neige fraîche et sèche qui a, ensuite, été fournie à MEMLS3&a. Ensuite, ces simulations ont été comparées avec des scènes d'observations Sentinel-1 en été.
- Des comparaisons ont été menées en utilisant la totalité des pixels disponibles (hors végétation et zones de distorsions géométriques) et en considérant l'orientation de la pente. En effet, d'une part, la géométrie d'acquisition du satellite joue un rôle sur les coefficients de rétrodiffusion et, d'autre part, le manteau neigeux est différent selon le type d'orientation considérée.
- Ensuite, d'autres comparaisons plus ciblées ont été réalisées en sélectionnant, d'une part, une gamme d'altitude précise et, d'autre part, une zone de quelques pixels homogènes en altitude.

- Enfin, nous avons cherché à évaluer l'influence de la percolation de l'eau liquide dans le manteau neigeux en comparant trois options disponibles dans Crocus. Cette dernière évaluation a été menée en réalisant des simulations postes pour deux stations situées dans la zone d'étude.

Nous avons constaté que la chaîne de modélisation était en mesure de reproduire les variations temporelles des coefficients de rétrodiffusion radar. Les simulations étaient en bon accord avec les observations en cas de sol nu et de neige sèche. Nous avons également constaté un fort biais négatif en cas de neige humide et plus particulièrement en période de fonte nivale. Nous avons observé que l'altitude, la topographie locale, les pentes et les orientations de celles-ci avaient un impact sur le signal observé et simulé. Cette étude montre le besoin d'améliorer la chaîne de modélisation, élément par élément et de poursuivre les tests dans des conditions réalistes mais ouvre, également la marche quant à l'assimilation des données SAR dans Crocus en envisageant des corrections adaptées de biais.

Article : Evaluation of Sub-kilometric Numerical Simulations of C-band Radar Backscatter Over the French Alps Against Sentinel-1 Observations

Cette partie correspond à l'article publié dans le journal *Remote Sensing* :

Veyssière, G.; Karbou, F.; Morin, S.; Lafaysse, M.; Vionnet, V. Evaluation of Sub-Kilometric Numerical Simulations of C-Band Radar Backscatter over the French Alps against Sentinel-1 Observations. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 8.

Abstract

This study compares numerical simulations and observations of C-band radar backscatter in a wide region (2300 km²) in the Northern French Alps. Numerical simulations were performed using a model chain composed of the SAFRAN meteorological reanalysis, the Crocus snowpack model and the radiative transfer model Microwave Emission Model for Layered Snowpacks (MEMLS3&a), operating at a spatial resolution of 250-m. The simulations, without any bias correction, were evaluated against 141 Sentinel-1 synthetic aperture radar observation scenes with a resolution of 20 m over three snow seasons from October 2014 to June 2017. Results show that there is good agreement between observations and simulations under snow-free or dry snow conditions, consistent with the fact that dry snow is almost transparent at C-band. Under wet snow conditions, although the changes in time and space are well correlated, there is a significant deviation, up to 5 dB, between observations and simulations. The reasons for these discrepancies were explored, including a sensitivity analysis on the impact of the liquid water percolation scheme in Crocus. This study demonstrates the feasibility of performing end-to-end simulations of radar backscatter over extended geographical region. This makes it possible to envision data assimilation of radar data into snowpack models in the future, pending that deviations are mitigated, either through bias corrections or improved physical modeling of both snow properties and corresponding radar backscatter.

2.2 Introduction

Monitoring and predicting snow conditions in mountain regions is critical for avalanche forecasting, water resource and flood risk management, and mountain tourism activities. Given the high variability of snow properties over time and space, high resolution information is essential in both dimensions. Remote sensing has been used for

decades as a complement for the limited number of in-situ observations. This takes advantage of the peculiar optical and microwave signatures of snow, compared to other Earth surface bodies, providing rich information content to remotely sensed snow observations [Nolin, 2010b, Snehmani et al., 2015, Bormann et al., 2018]. Because they operate in the microwave spectral domain and are not sensitive to clouds, space-borne synthetic aperture radars (SARs) have long been considered for snow monitoring, although this is scientifically and technically challenging. Intrinsically, SAR are a coherent imaging system (all the rays are in phase) with a noise limit defined by the speckle effects (granulation in the image that results from interference between the signals received from the many individual scatterers that contribute to a single target pixel and interfere with the readability of the image and degrade its radiometric resolution). SAR systems have an oblique viewing geometry causing some geometric and radiometric distortions to images, especially for mountainous areas, which must be specifically handled.

Microwave backscatter coefficients over snow result from the combination of several phenomena including reflection on the snow surface, scattering within the snowpack and reflection at the snow–soil boundary. This depends, in particular, on internal snow properties such as the layering of microstructure variables (density, specific surface area, etc.) and liquid water content [Phan et al., 2014]. In the case of dry snow, C-band radiation penetrates into the snowpack because the dielectric contrast at the air–snow interface is very small and backscattering at the air–snow interface is negligible. Volume scattering is also quite small but increases with snow depth because of signal attenuation and the contribution of the soil to total backscatter decreases. Backscatter coefficients are very sensitive to the presence of liquid water in the snowpack due to the high dielectric contrast between ice and water in the microwave spectrum [Nagler et al., 2016]. Therefore, X- and C-band SAR data have long been used primarily for wet-snow mapping, i.e. identifying pixels where the snowpack contains some liquid water at the time of observation. The relationship between backscatter and snow wetness is mainly controlled by the scattering mechanism. When the surface is smooth, volume scattering is the dominant source of signal, a negative correlation is then observed between the backscatter values and the snow wetness [Shi and Dozier, 1992, Rott and Davis, 1993]. When the surface is rough, surface scattering becomes the dominant diffusion process. Previous studies have demonstrated the capability of C-band European Remote Sensing Satellites (ERS-1 and 2) SARs [Baghdadi et al., 1997, Koskinen et al., 1999], C-band Spaceborne Imaging Radar (SIR-C) and X-band X-SAR [Shi and Dozier, 1997] and C-band RADAR-SAT SAR data [Magagi and Bernier, 2003, Baghdadi et al., 2000] to discriminate wet snow from dry snow or from ground surfaces [Rott and Mätzler, 1987].

The exploitation of C-band SAR signals over snow can proceed further than mapping of wet snow. Inferring other snow properties, such as snow depth, mass or internal properties, can either be performed through geophysical retrievals [Shi and Dozier, 1995, Besic et al., 2012, Besic et al., 2013, Longepe et al., 2009, Cui et al., 2016] or data assimilation using snowpack models [Pulliainen, 2006, Phan et al., 2014]. In both cases, this requires a quantitative understanding of the relationships between snow properties and SAR signal. Along with other satellite observations [Dumont et al., 2012, Cluzet et al., 2018], there is hope that data assimilation in detailed snowpack models can improve our snow monitoring and prediction capabilities, especially at high elevation where in-situ observations are particularly scarce [Bormann et al., 2018]. Several surface and volume scattering models have been developed since the 1980s [Ulaby et al., 1982] addressing either the passive or active microwave behavior of snow. Recently, the Microwave Emission Model for Layered Snowpacks (MEMLS) [Wiesmann and Mätzler, 1999], initially devoted to passive microwave signals, was extended to computing radar backscatter (MEMLS3&a) [Proksch et al., 2015]. The passive microwave implementation of MEMLS has previously been driven by snowpack model output [Wiesmann et al., 2000, Brucker et al., 2011] or in-situ snow measurements [Montpetit et al., 2013]. Recent studies have driven MEMLS3&a with in-situ snow measurements to feed the model and to compare with SAR measurements [Lemmetyinen et al., 2016, King et al., 2018]. However, most previous studies were carried out at the point scale, using in-situ snow observations or using in-situ meteorological observations to drive snowpack models, and comparing to in-situ SAR observations rather than from satellite-borne sensors. While they demonstrated potential in using such data for larger scale use operationally, few studies have attempted to simulate explicitly radar backscatter at the regional scale, although this is a prerequisite for data assimilation in snowpack models.

This study introduced a model chain that uses the SAFRAN-Crocus state-of-the-art multi-layer snowpack model [Brun et al., 1992, Vionnet et al., 2012, Carmagnola et al., 2014] as input to the radiative transfer model MEMLS3&a [Proksch et al., 2015] to simulate backscatter coefficients at C-band over a large alpine region. Simulations were compared to observations from the European Space Agency's (ESA) Copernicus (European Union's Earth Observation Programme) Sentinel-1 sensor (VV and VH polarizations). The study spanned three seasons (2014–2015, 2015–2016 and 2016–2017) involving the processing and use of 141 Sentinel-1 images over an area of 2310 km² at a spatial resolution of 250 m. To our knowledge, this is the first study of this extent on the Alps.

Data and models used in this study are described in Section 2.3. Results are provided in Section 2.4, while Section 2.5 provides discussion and conclusions.

2.3 Data and Models

Our study area is located in the French Alps. This alpine area, shown in Figure 2.2, has an area of 2310 km² with several land cover types (see Figure 2.3), complex topography (valleys to high mountain) and snow conditions. Moreover, the site is at the intersection of several massifs (Grandes-Rousses, Tabor, Oisans, Pelvoux, Devoluy, Champsaur, Belledonne and Maurienne) and includes the Col du Lautaret, which is a snow measurement site. The period of study was from October 2014 to July 2017. To characterize surface types, we used high resolution (25 m) land cover products from the CORINE Land Cover (CLC) European database (see <http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/clc>). Figure 2.3 shows the site surface types including forests, bare ground, glaciers and wetlands. Land use and relief of the study zone make it a very representative area of the Alps. The analysis is restricted to the following surface types : natural grassland, moors and heathland, bush vegetation, bare rock, sparsely vegetated areas, glacier and perpetual snow. Other surface types, such as forests and urban areas, are excluded from the analysis because the snowpack model used does not account for these situations.

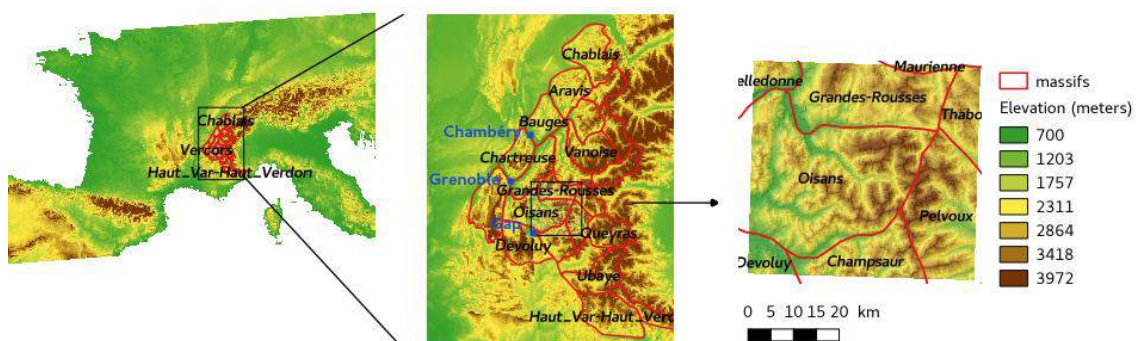


FIGURE 2.2 – Topography of the study area located in Europe, France, Northern French Alps. The mountainous regions concerned are the Oisans, Grandes-Rousses, Pelvoux, Champsaur, Thabor, Devoluy, Belledonne and Maurienne.

2.3.1 Sentinel-1 Data

We used backscatter coefficients at C-band from the SAR on board Sentinel-1 missions operated by the ESA within the Copernicus programme. The Sentinel-1 mission consists of a constellation of two satellites, Sentinel-1A and Sentinel-1B, which are 180-orbit apart, allowing observations of the French Alps every six days. Sentinel-1A and Sentinel-1B were launched in April 2014 and April 2016, respectively.

Sentinel-1 has a side-looking imaging geometry and images are subject to geometric distortions including shadow, layover and foreshortening effects [Bamler, 2000]. Since SAR observations are strongly influenced by topography, areas with geometric distortions must be identified to be excluded and incidence angles must be corrected using a high resolution digital elevation model (DEM).

We used Level-1 Ground Range Detected (GRD) products made available through the Copernicus web site (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/>). Sentinel-1 data have a spatial resolution of 20 m in both VV and VH polarization. Available Sentinel-1 orbits, ascending and descending, relevant for our study area were selected and pre-processed using the ESA Sentinel-1 Toolbox. The pre-processing includes SAR image extraction over our test zone, thermal noise removal, speckle filtering (using a refined Frost filter [Frost et al., 1982]), radiometric calibration and terrain correction [Schreier, 1993] using the French National Institute for Geographic and Forestry Information (IGN) digital elevation model at 25 m.

The selected Sentinel-1 images from ascending and descending orbits are shown in Table 2.1. Areas of excessive geometric distortions were identified for each orbit using the Sentinel Application Platform (SNAP) modules and used to screen out pixels associated with geometric distortions. Figure 2.4 shows SAR backscatter values at VV polarization (in dB) obtained on 13 February 2017 (descending orbit) and on 14 February 2017 (ascending orbit) together with the corresponding geometric distortions mask (displayed in red). For clarity, lakes (in dark blue) and glaciers (in light blue) are also displayed. One could notice that a significant number of pixels was screened out due to geometric distortions, around 14% and 16% of total pixels for ascending and descending images, respectively. Combination of ascending and descending orbits to optimally observe mountains is necessary to overcome the inherent SAR geometric distortions.

2.3.2 SAFRAN-Crocus

The Crocus snowpack evolution model was used in this study. Crocus is a state-of-the-art unidimensional numerical snowpack model that simulates the time evolution of the snowpack by computing the energy and mass balance of the snowpack [Brun et al., 1992, Vionnet et al., 2012]. Crocus performs simulations with a detailed description of the vertical stratification of the snowpack by using a Lagrangian vertical discretization, and simulates the evolution of the physical properties of each snow layer taking into account its metamorphism [Carmagnola et al., 2014].

Crocus is one of the snowpack models within the land surface model ISBA-DIF (Inter-

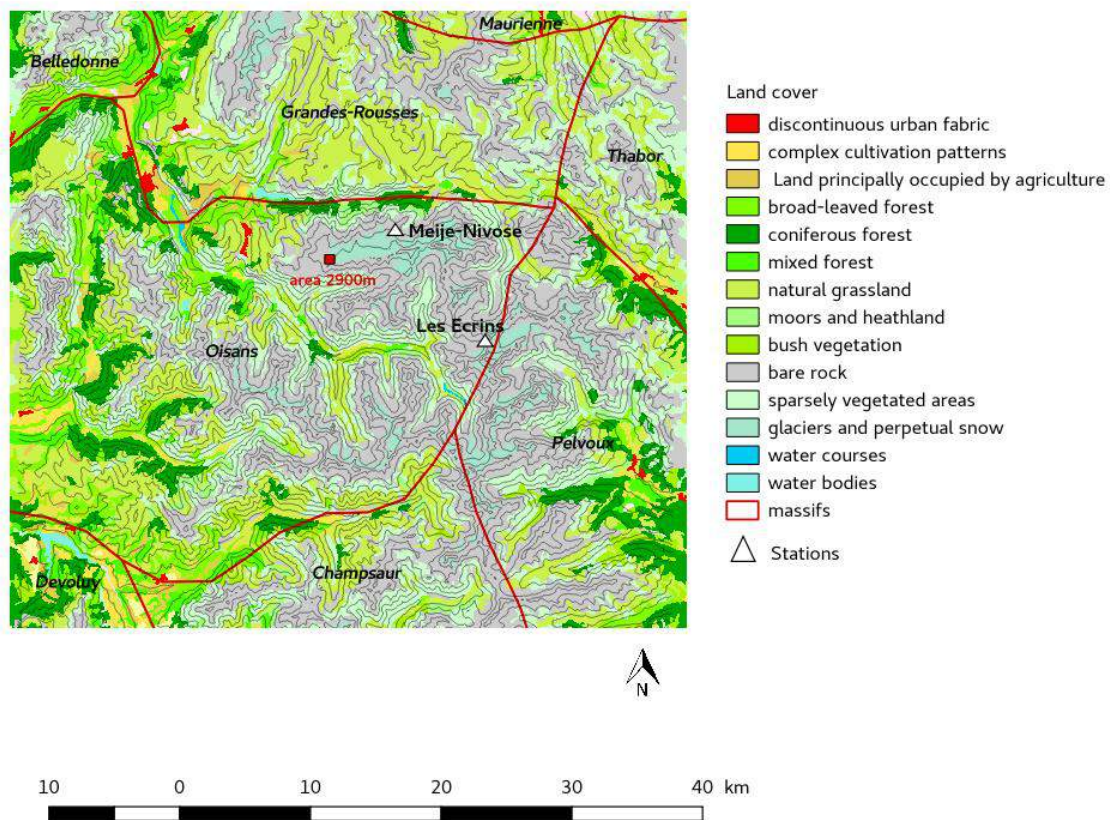


FIGURE 2.3 – CORINE Land Cover products at 25 m resolution over our study area with the massifs delimitations, stations and the area of 2900 meters used in section 3.

action between Soil, Biosphere and Atmosphere ; diffusion version) [Decharme et al., 2011, Masson et al., 2013], which allows for the thermodynamical coupling between snow and soil models. Crocus can be forced by observations, forecasts, analyses or reanalyses or coupled to atmospheric models. In this study, Crocus was fed by re-analysis fields from the atmospheric analysis system SAFRAN [Durand et al., 2009b, Durand et al., 2009a]. SAFRAN provides hourly surface meteorological information over massifs (23 massifs in the French Alps and 23 massifs in the Pyrenees), for which the spatial variability of meteorological conditions is assumed to only depend on elevation, using 300-m elevation steps. The meteorological variables are surface air temperature and humidity, wind speed, precipitation rate, precipitation phase, and downward longwave and shortwave radiative fluxes (direct and scattered).

2.3.3 MEMLS3&a

The C-band backscatter of the snowpack was simulated using MEMLS3&a [Proksch et al., 2015]. MEMLS is based on a six-flux theory which takes into account the description of the

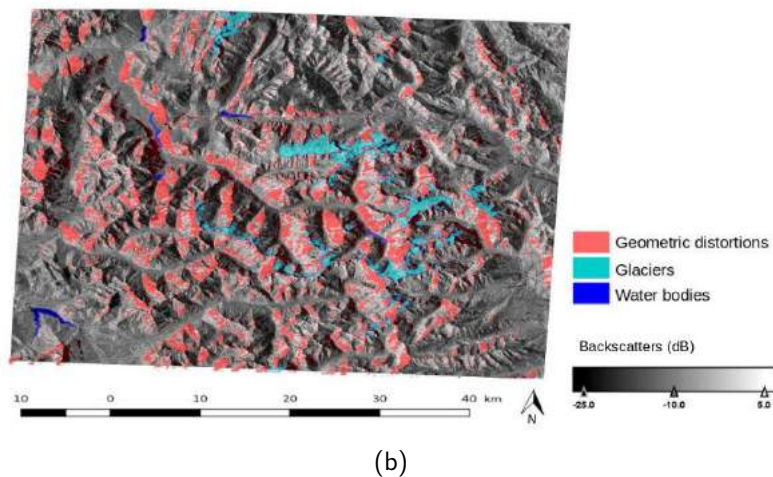
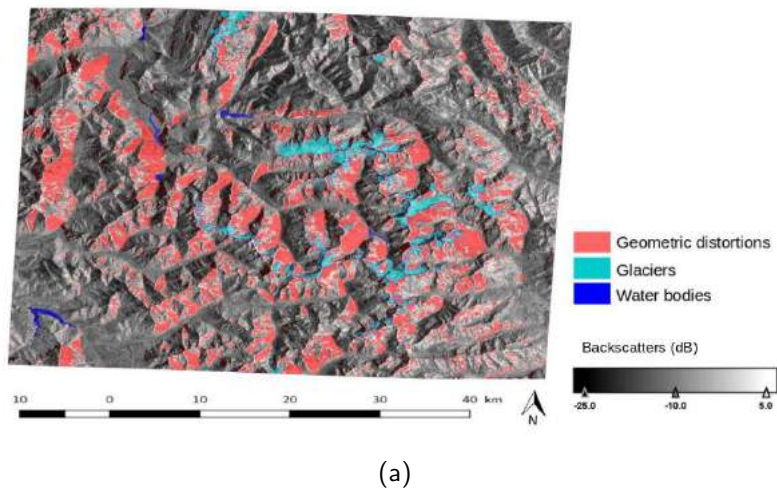


FIGURE 2.4 – Areas affected by the geometric distortions. (a) 13 February 2017, Descending orbit. (b) 14 February 2017, Ascending orbit

multiple volume scattering, the absorption, internal reflection trapping and a combination of coherent and incoherent superposition of reflections between the different layers of the snowpack [Wiesmann and Mätzler, 1999, Proksch et al., 2015]. The snowpack is considered as a stack of layers with planar boundaries for both the ground–snow and snow–air interfaces. Each layer is described by physical properties of the snow (temperature (T), volumetric liquid water content (LWC_{vol}), density (ρ), layer thickness (d), and exponential correlation length (l_{ext})) provided directly or indirectly by Crocus simulation output. The exponential correlation length is calculated using ice density and the snow specific surface area (SSA) [Proksch et al., 2015] from Crocus output. MEMLS3&a was also fed with the soil temperature and moisture of the first layer of the soil in ISBA-DIF output. The snow-ground reflectivity was estimated using a dedicated model [Wegmüller and Mätzler, 1999]. It uses the frequency of acquisition, local

incidence angle, soil surface height and dielectric constant. The latter one is calculated using a dielectric model for moist soils with clay content and soil moisture of the first soil layer from ISBA-DIF, as inputs [Mironov et al., 2009]. For snow-free simulations, we used MEMLS3&a with only one dry snow layer with $T_{snow} = 263$ K, $LWC_{vol} = 0$ % vol, $\rho = 130$ kg m⁻³ and $d = 1$ cm so that the snow has a negligible impact on the C-band backscatter values. Instrumental parameters such as frequency, polarization, and incidence angle for each pixel, depending on the observation configuration and pixel orientation, were also used as inputs to run MEMLS3&a.

2.3.4 Model configuration and simulation setups

Meteorological reanalysis fields from SAFRAN were generated for the period ranging from 1 October 2014 to 1 August 2017 with an output time step of 1 h and were then spatially distributed over a 250 m × 250 m grid spacing with the IGN digital elevation model and for the study area. The entire process provides a set of 250-m gridded atmospheric forcings, which were then used to feed the snow model Crocus and to obtain gridded snowpack simulations [Vionnet et al., 2016, Revuelto et al., 2018]. The main added value of the high resolution is the correction of incoming solar radiations due to the shadows of the surrounding topography [Revuelto et al., 2016, Revuelto et al., 2018].

In addition to the simulations performed in the full domain, we also focused on two additional model geographic configurations. First, we focused on a flat area at 2900 m elevation, which can be observed through both ascending and descending observing configuration. This area corresponds to 20 radar pixels (20 m × 20 m size) and one single 250 m resolution model grid point. Model output were also specifically considered at two locations where in-situ observations are performed : Les Ecrins (2978 m) and Meije-Nivose (3100 m). In this case, we use observations from neighbouring radar pixel and one dedicated simulation point matching the topographical configuration of these locations. Note that the Meije-Nivose location can only be observed through ascending orbits, and Ecrins location can only be observed through descending orbits. The 2900 m area and the two point-scale locations are displayed on Figure 2.3.

We used the default physical options for all processes [Lafaysse et al., 2017] except for liquid water percolation. For liquid water percolation in the snowpack, we performed simulations using the default version of Crocus (called hereafter B92) for which the volumetric liquid water-holding capacity is defined by a fixed maximal percentage of the pores volumes [Pahaut, 1975]. We performed simulations with two other liquid water percolation parameterizations : SPK, the bucket version of the SNOW-

PACK model [Wever et al., 2014, Lafaysse et al., 2017] and B02 the ISBA-ES formulation [Boone, 2002, Lafaysse et al., 2017]. We initialized the soil temperature by generating a spin-up of the temperature profile over our three-year period (2014–2017). Finally, Crocus was run with a maximum number of 20 layers to reduce the numerical cost of microwave emission modeling compared to the 50 layers default configuration.

2.3.5 Evaluation

In this study, we evaluated backscatter simulations at C-band over an alpine snow covered terrain using a succession of dates (141 SAR images between 2014 and 2017) for which the area is partially or almost completely covered by snow. Numerical simulations of C-band backscatter values were computed for all days of simulation at 6 :00 and 18 :00 UTC to match the Sentinel-1 observation times (see figure 2.5). To be able to properly compare the 250-m simulations with the 20-m observations date by date and to keep the accuracy of the geometric distortions mask, the simulations were geo-located compared to the observations and then resampled to the same geometry. The final product is a stack of both observations and simulations which can be easily compared.

Simulation results in terms of backscatter values were compared to observations, for the full domain, the sub-domain or the two point locations. Statistics quantifying the level of agreement of these two independent sources of information were computed (Pearson correlation coefficients and normalized standard deviation). Note that, because of their topographical configuration, Les Ecrins and Meije-Nivose were only handled for descending and ascending orbits, respectively. Additional SAFRAN-Crocus simulation output (snow water equivalent (SWE) and maximum value of the liquid water content (LWC) of snow layers at a given location) were used to provide context to the analysis of backscatter data. This makes it possible to identify pixels which are, according to SAFRAN-Crocus output, without snow (snow-free), dry if the LWC is equal to 0 and wet if at least one of the snowpack layers has a liquid water content above 0% vol.

2.4 Results

2.4.1 Snow-Free Situations

Figure 2.6 provides results from four different snow free dates (13 July 2016 and 18 August 2016 for ascending orbit and 18 July 2015 and 16 September 2015 for descending orbit). The figure shows the distributions of simulated (in dark grey) and observed

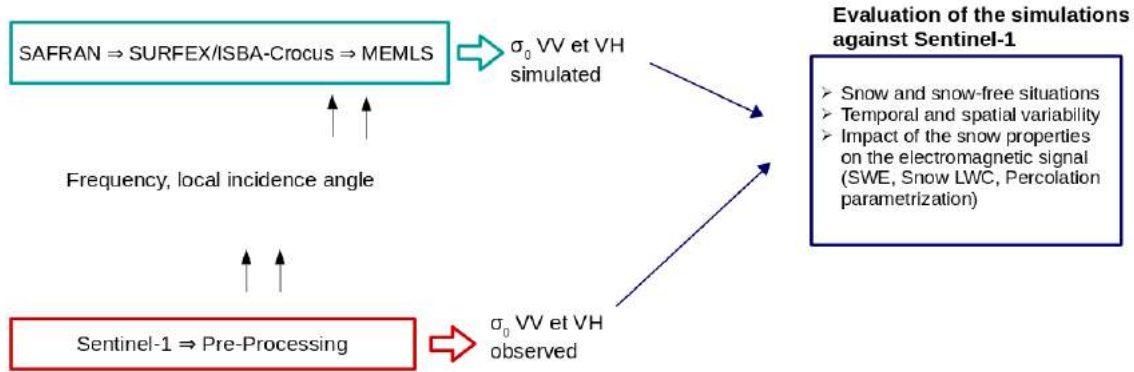
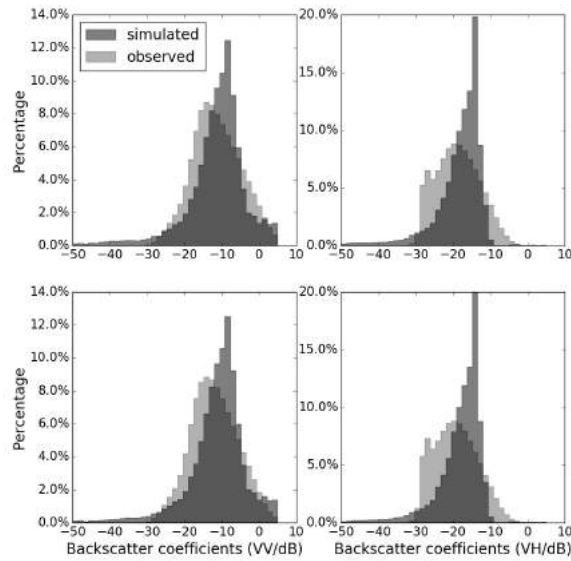


FIGURE 2.5 – Flow chart of the method employed in this study for observations, simulations, and their comparison.

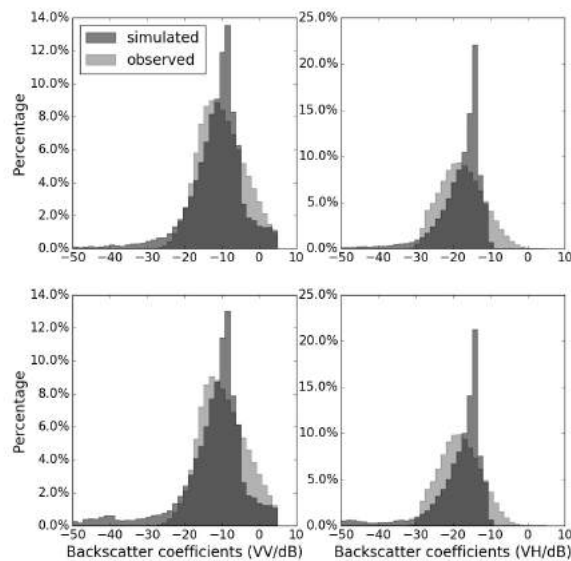
backscatter values (light grey) for the four selected dates. The distributions of simulated backscatter values show smaller variability than those of the observations. For both orbit types, the simulated backscatter values are ranging from -50 dB to 5 dB for VV polarization and from -50 dB to -10 dB for VH polarization. The observed backscatter values are ranging from -30 dB to 5 dB for VV polarization and from -30 dB to 0 dB for VH polarization. For the ascending orbit, the central values of the simulated and observed distributions are separated by 6 dB for VV and VH polarization. For the descending orbit, Figure 2.6b shows a deviation of 5 dB between the central values for observations and simulations for both polarizations.

2.4.2 Comparisons over the Full Domain

Figure 2.7 compares simulations (in dark grey : VV left side and VH right side) with observed backscatter values (in light grey : VV left side and VH right side) for snow free situations (top), dry snow (middle) and wet snow (bottom) for two contrasted dates. The two selected dates are representative of the beginning of the snow season (10 December 2015) and of a melting period (1 April 2015). Backscatter values range from -25 dB to 3 dB for VV polarization and -30 dB to -2 dB for VH polarization for the observations, whereas simulations range from -40 dB to 2 dB for VV polarization and -45 dB to -10 dB for VH polarization. For snow-free situations, the central values of the observed and simulated distributions for both orbit types are separated by less than 2 dB and, for dry snow, they are separated by 5 dB. One can notice that the distributions for snow free and dry snow cases are similar to the ones observed in summer in Figure 2.6. This behavior was expected since dry snow is almost transparent at C-band. In the case of wet snow, the backscatter values of the simulations range from -50 to 5 dB for both



(a)



(b)

FIGURE 2.6 – Distributions of the backscatter signal simulated (dark grey) and observed (light grey) for VV (left) and VH (right) polarizations in decibels and for snow free dates (summer). Two dates for each orbit are represented : (a) 25 July 2016 (top) and 18 August 2016 (bottom) for ascending orbit ; and (b) 18 July 2015 (top) and 16 September 2015 (bottom) for descending orbit.

dates in VV polarization and from -50 dB to -10 dB in VH polarization. The figure shows a deviation between the simulations and observations distributions especially for 1 April 2015 with a 15 dB deviation. In this specific case, we note that the two selected

situations not only correspond to two different orbit configurations (ascending vs. descending, so that different locations are actually considered given the rugged topography) but also two different dates (at different observation times, morning vs. afternoon), with very different snow conditions. This illustrates the difficulty to understand the reason for the discrepancy between observations and simulations in these cases.

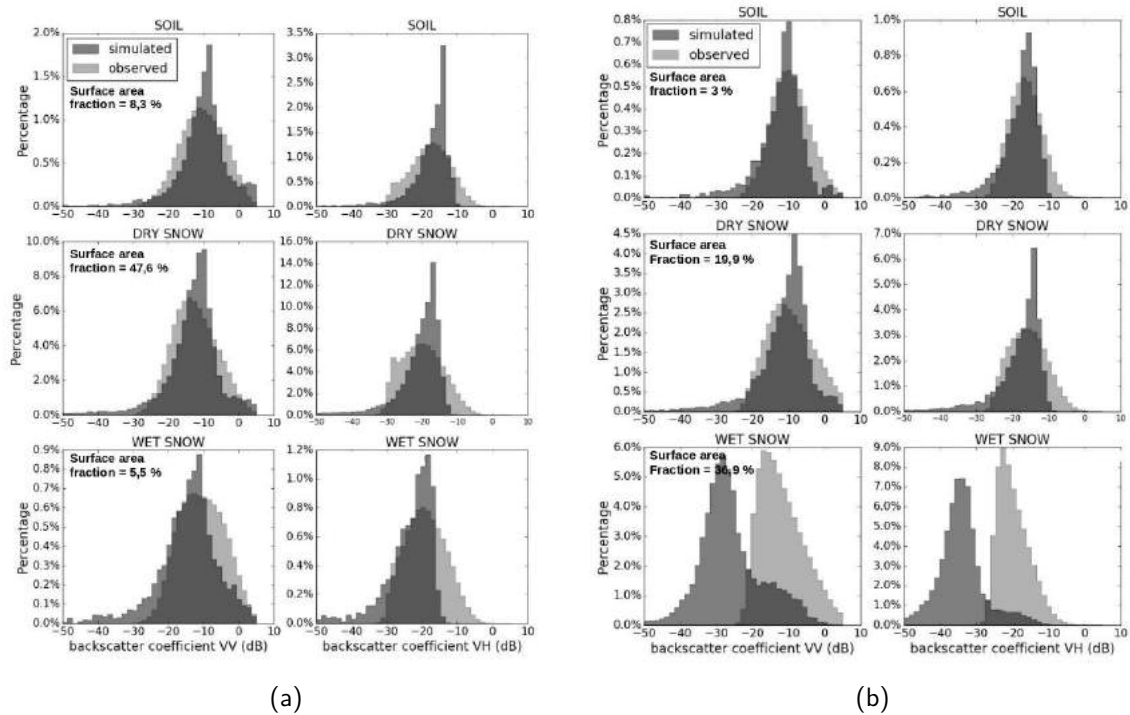


FIGURE 2.7 – Distributions of the backscatter signal simulated (dark grey) and observed (light grey) extracted from the pixels of our study area for three types of surface according to Crocus model output : soil, dry snow and wet snow : (a) 10 December 2015/ascending orbit ; and (b) 1 April 2015/descending orbit.

Pearson correlation coefficients for both orbits, VV and VH polarizations and seven different elevation ranges are summarized in Table 2.2. There are higher correlation coefficients for elevations between 2250 m and 3150 m (ranging from 0.52 to 0.86) for ascending orbit and both polarizations and correlation coefficients ranging from 0.31 to 0.76 for descending orbit and both polarizations.

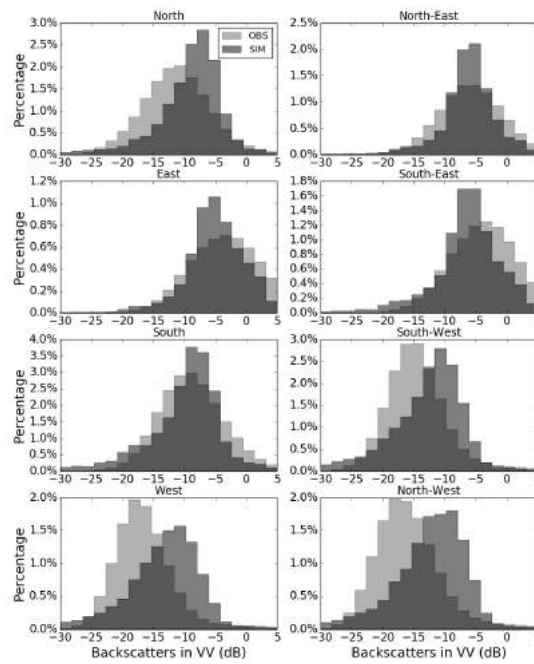
We investigated the impact of the slope aspect in both orbit types and for the observed and simulated backscatter values for two consecutive dates : 13 February 2017 (descending) and 14 February 2017 (ascending) (see Figure 2.8). It shows larger differences between observations and simulations for the southwest, west and northwest slope orientations for the descending orbit (Figure 2.8a) with the central value of the observation and simulation distributions around -17 dB and -10 dB, respectively, while

the eastern slope aspect (northeast, east, and southeast) and the south display a better agreement between the distributions. A different behavior was observed in the case of the ascending orbit with larger differences between the distributions for the slope aspects going from north to southeast and a better fit of the simulated and observed distributions for the slope aspects ranging from south to northwest.

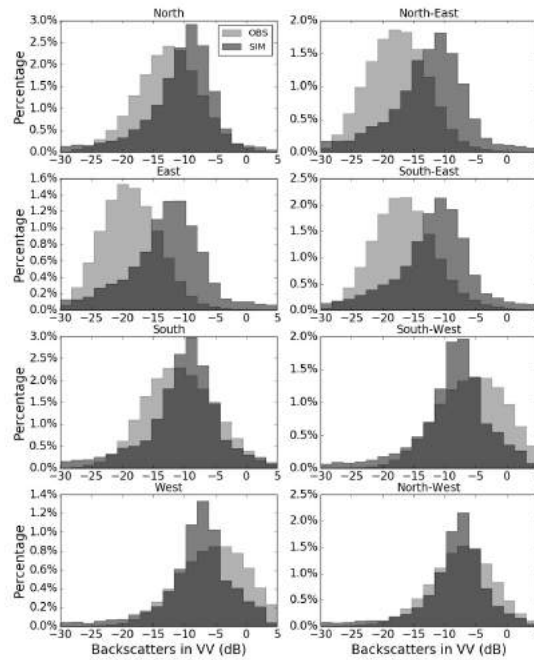
2.4.3 Comparisons at High Elevation Locations

Figure 2.9 compares time series of observations and simulations (at VV polarization) on the 2900 m area using ascending (top) and descending orbits (bottom). Information about SWE (dashed area in orange) and LWC (blue line) are also plotted in the same panels. The simulations follow the temporal behavior more than the observations throughout the study period and there are episodes with strong deviation between observations and simulations. During snow free and dry snow periods, the figure shows a deviation of less than 2 dB for most of the dates and for both ascending and descending orbits. The changes of the simulated backscatter values following changes in snowpack conditions follow that of observations but with a larger amplitude of change. Indeed, the figure displays a negative deviation ranging from 5 dB to 25 dB. For the ascending orbit, there is a large decrease of simulated backscatter on 9 March 2015 due to an increase of simulated LWC, which does not show a corresponding decrease in observed backscatter values. For melting season periods (such as from 21 March 2015 to 13 June 2015), we observe a decrease in backscatter in both observations and simulations, along with increasing SWE. Some isolated episodes of snow melting are well represented with a decrease of backscatter for observations and simulations (see for instance 2016 October in both orbit types).

Figure 2.10 illustrates, similarly to Figure 2.9, the temporal variations of the backscatter values but with a focus on the elevation range between 2850 m and 3150 m (ascending (top) and descending orbits (bottom)). There is a mean deviation of less than 2 dB between observations and simulations with an increase of deviation up to 12 dB during the melting season associated with a strong increase of the snow LWC. The figure shows a larger negative deviation for the descending orbit than for the ascending orbit especially for snow free and dry snow situations. Higher values of maximum snowpack LWC (up to 6.5 %) and total SWE (up to 700 kg m^{-2}) correspond to minimum values of the backscatter variations and especially in the melting season. As for Figure 2.9, the simulations follow the temporal behavior of the observations with larger negative biases increasing with the snowpack LWC.



(a)

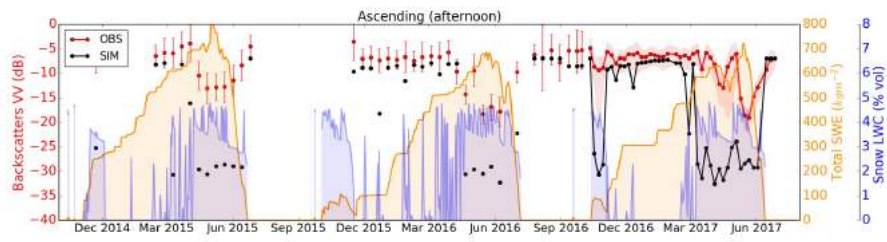


(b)

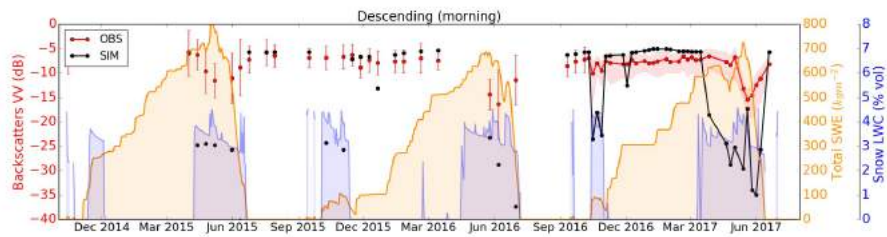
FIGURE 2.8 – Distributions of backscatter values simulated and observed in VV polarization for the main slope aspects for two close dates (one for each orbit type) : (a) 13 February 2017 (descending orbit); and (b) 14 February 2017 (ascending orbit).

2.4.4 Influence of Crocus Liquid Water Percolation Parameterizations

We investigated the sensitivity of our results to the parameterization of the liquid water holding capacity.



(a)



(b)

FIGURE 2.9 – Time series of the backscatter along the three snow seasons for the 2900 m area, using all simulations and observations scenes available in VV polarization. The maximum snow LWC across Crocus snow layers (blue) and the SWE (orange) are displayed for the corresponding SAFRAN-Crocus grid point : (a) ascending orbit ; and (b) descending orbit. Error bars and shading represent one standard deviation around the mean of the observation values, shading being used when the time between two consecutive observations is less than six days.

Figure 2.11 shows that the maximum snowpack LWC displayed by each percolation parameterization is different. The SPK scheme leads to higher values of snow LWC (that can exceed 6% vol) than the B02 scheme (that do not exceed 2% vol). The default parameterization B92 stands between the other two. When looking at the backscatter simulations, small differences are seen (2–7 dB) between the results obtained using various percolation parameterizations. However, it appears that, for some periods of the snow seasons, the simulations from the B02 parameterization display a better agreement with the observations (for example see the period from November 2016 to January 2017 for the ascending orbit at the Meije-Nivose station in Figure 2.11a).

Figure 2.12 illustrates the Taylor diagram for each percolation parameterization and for both in-situ stations. The Ecrins station is represented in black and the Meije-Nivose station in red and the three different schemes of the percolation of liquid water in the snowpack by different markers : square, diamond and circle for B02, B92 and SPK, respectively. For the Ecrins station (descending orbit), the correlations range from 0.41 to 0.61 and the normalized standard deviation (NSTD) from 0.83 to 0.90 and for the

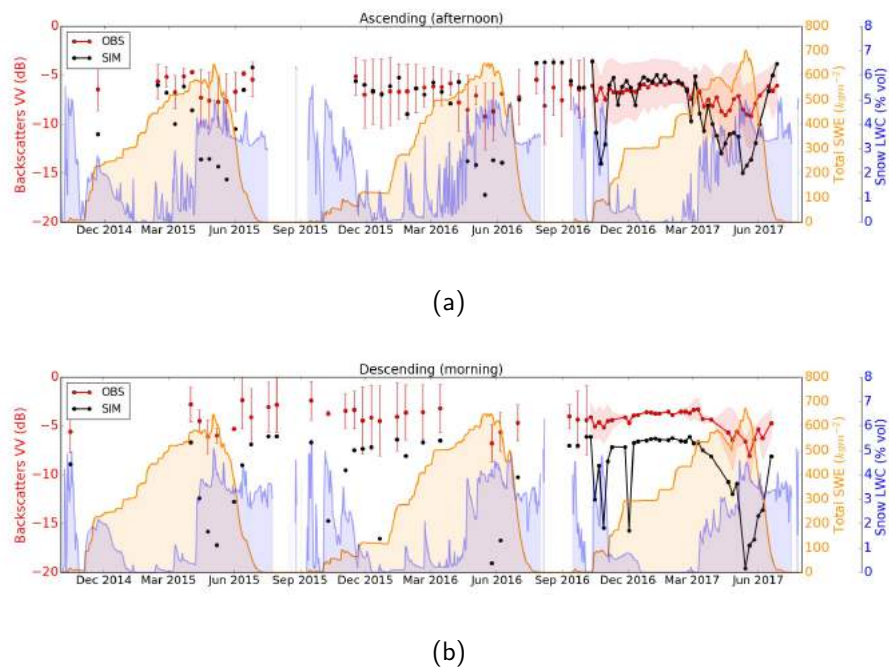
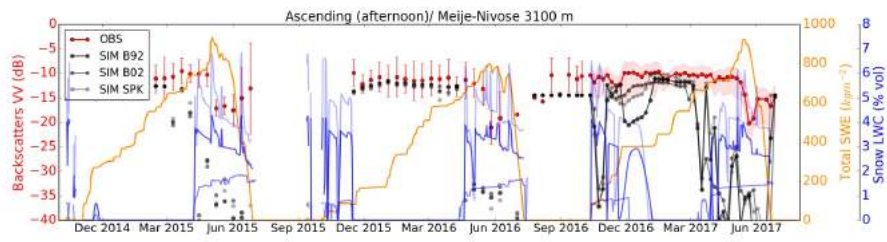


FIGURE 2.10 – Time series of the backscatter values along the three snow seasons over the whole domain for elevation ranges between 2850 m and 3150 m using all observation scenes available in VV polarization. The domain average mean value of the maximum snow LWC across Crocus snow layers (blue) and the domaine average SWE (orange) are displayed : (a) ascending orbit, 1,388,229 pixels ; and (b) descending orbit, 1,341,956 pixels. Error bars and shading represent one standard deviation around the mean of the observation values, shading being used when the time between two consecutive observations is less than six days.

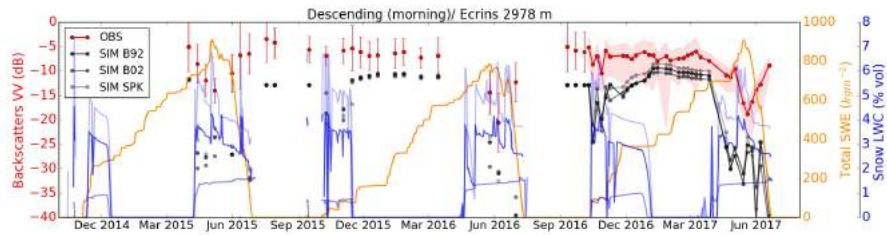
Meije-Nivose station (ascending orbit) correlations range from 0.39 to 0.46 and the NSTD from 0.97 to 1.07. For the Ecrins station, the B02 scheme gives the best results (0.61/0.83). These results are not surprising and highlight the link between the liquid water content of the snowpack model and the simulated backscatter values. Note that the three parameterizations rely on the same “bucket” concept and are not sufficient to represent the real uncertainty of liquid water percolation modeling which involves more complex processes (e.g., capillary barriers and three-dimensional runoff [Wever et al., 2014, Wever et al., 2016]).

2.5 Discussion and Conclusions

In this study, we evaluated simulations of the backscatter coefficients obtained using the model chain SAFRAN-Crocus-MEMLS3&a against observation scenes from Sentinel-1 during three snow seasons from October 2014 to June 2017 over a large study area in



(a)



(b)

FIGURE 2.11 – Time series of the observed backscatter values along the three snow seasons and for the simulated backscatter values using the three different schemes of the percolation of liquid water in the snowpack implemented in Crocus for two point-scale simulations. The maximum snow LWC across Crocus snow layers (blue) and the SWE (orange) at the simulation locations are also displayed. (a) Ascending orbit/Meije-Nivose station. (b) Descending orbit/Ecrins station. Error bars and shading represent one standard deviation around the mean of the observation values, shading being used when the time between two consecutive observations is less than six days.

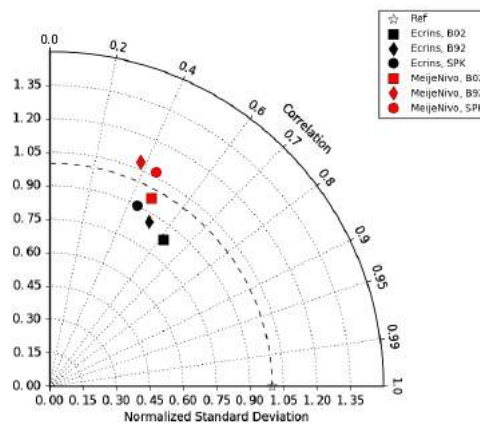


FIGURE 2.12 – Taylor Diagram representing the normalized standard deviation and the correlation coefficient between the observations and the simulations for the two stations Meije-Nivose at 3100 m and Les Ecrins at 2978 m and for the three schemes of the percolation of the liquid water in the snowpack.

the French Alps. Simulations were performed at a 250-m resolution, and compared to 141 observation scenes, without any bias correction applied to model results.

For situations with snow free and dry snow, simulations distributions were consistent with the observations. Moreover, we saw a similar behavior of the backscatter values simulated and observed for the two types of surfaces with the C-band, which was observed in previous studies [Sun et al., 2015], according to the fact that, for C-band and dry snow, the signal is mostly impacted by the underlying ground.

In the case of wet snow, the simulations show large deviations, although the timing of the changes are rather in good agreement compared to the observations. There was generally a negative deviation between simulations and observations during some periods of the snow seasons. The study showed that some of these differences increase with the increasing snowpack liquid water content. This behavior was seen especially during the melting periods of the snow seasons. The liquid water content is known to have a strong impact on the backscatter signal in C-band, as shown previously [Baghdadi et al., 1997, Baghdadi et al., 2000, Nagler and Rott, 2000, Longepe et al., 2009], thus one possible explanation in these cases could be too large quantities of liquid water content computed in Crocus, which could have many origins including errors of the SAFRAN meteorological reanalyses (precipitation, incoming radiation) or errors of the snowpack percolation scheme. Note that the long-term persistence of thick homogeneous wet layers is a model issue commonly raised by avalanche forecasters, which can only be solved in the future by a more physical modeling of liquid water percolation [D'Amboise et al., 2017, Wever et al., 2014]). Likewise, the complexity of the topography in the study area is challenging despite the availability of both ascending and descending orbit observation scenes. Indeed, along with the liquid water content, the pixel orientation and slope angle exert significant impact on both simulated and observed backscatter values. Sentinel-1 observations were better simulated notably for elevation ranges above 2200 m. Although the way phase change and liquid water is handled by the snowpack model Crocus is probably one of the reasons for the deviations reported in this study, overall every single step of the entire model chain SAFRAN-Crocus-MEMLS3&a implemented in this study holds some responsibility in the mismatch between observed and simulated backscatter values. The performance of radiative transfer models, such as MEMLS3&a, should be assessed in non-idealized situations, such as those in this study. Future developments could involve the use of alternative observation operators, making it possible to explore other theoretical approaches to microwave radiative transfer [Picard et al., 2018].

Nevertheless, our study demonstrates that the technology readiness level for forward modeling of C-band backscatter cannot be assessed on the sole basis of studies testing only one of the elements of the full modeling chain. End-to-end prototypes, such as the

study reported here, can be deceptive in that they may show that further work is needed to increase the degree of realism of the modeling chain, but this also provides a baseline, which can be used as a foundation for further studies and developments. In its current state, direct data assimilation in this model chain is probably beyond reach. Besides the clear need and potential for improving each individual element and the full model chain (e.g., improved radiative transfer calculations with enhanced surface scattering modeling, and improved physical modeling of snow including time variations of surface roughness and liquid water dynamics in snow), the fact that backscatter observations and simulations show clear correlation in time suggests to also develop bias correction approaches applied to model output, which may enable backscatter data assimilation under the current state of the model chain [Dee, 2005, Berry and Harlim, 2017]. In all cases, this study represents a major step towards the assimilation of Sentinel-1 SAR data into a snowpack model such as Crocus.

Authors contributions Research design and supervision, F.K., S.M.; Numerical simulations, G.V. with support from M.L. and V.V. Data processing and result analysis, G.V., F.K.; Writing-Original Draft Preparation : G.V., F.K., S.M.; Writing-Review & Editing : S.M., F.K., G.V.

Funding This study was co-funded at 50% by the National Centre for Space Studies (CNES) and at 50% by Météo-France.

Acknowledgments CNRM/CEN is part of Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir—ANR10 LABX56). We thank Ghislain Picard (Univ. Grenoble Alpes, IGE) and Laurent Ferro-Famil (Univ. Rennes, IETR) for useful feedback. We thank three anonymous reviewers for constructive criticisms, which improved the quality of the manuscript.

Conflicts of Interest The authors declare no conflict of interest.

TABLE 2.1 – Sentinel-1's SAR observations from descending orbit (5 :43 UTC) and ascending orbit (17 :30 UTC) used in this study over three snow seasons 2014-2015, 2015-2016 and 2016-2017.

Date	Satellite/Orbit dir.	Date	Satellite/Orbit dir.	Date	Satellite/Orbit dir.
03-10-2014	S1A-Desc	14-05-2016	S1A-Asc	14-01-2017	S1B-Desc
15-10-2014	S1A-Desc	25-05-2016	S1A-Desc	15-01-2017	S1B-Asc
21-11-2014	S1A-Asc	26-05-2016	S1A-Asc	21-01-2017	S1A-Asc
03-12-2014	S1A-Asc	06-06-2016	S1A-Desc	26-01-2017	S1B-Desc
13-02-2015	S1A-Asc	07-06-2016	S1A-Asc	27-01-2017	S1B-Asc
25-02-2015	S1A-Asc	30-06-2016	S1A-Desc	01-02-2017	S1A-Desc
09-03-2015	S1A-Asc	01-07-2016	S1A-Asc	08-02-2017	S1B-Asc
21-03-2015	S1A-Asc	13-07-2016	S1A-Asc	13-02-2017	S1A-Desc
01-04-2015	S1A-Desc	25-07-2016	S1A-Asc	14-02-2017	S1A-Asc
02-04-2015	S1A-Asc	06-08-2016	S1A-Asc	19-02-2017	S1B-Desc
13-04-2015	S1A-Desc	18-08-2016	S1A-Asc	20-02-2017	S1B-Asc
14-04-2015	S1A-Asc	30-08-2016	S1A-Asc	25-02-2017	S1A-Desc
25-04-2015	S1A-Desc	10-09-2016	S1A-Desc	26-02-2017	S1A-Asc
26-04-2015	S1A-Asc	11-09-2016	S1A-Asc	03-03-2017	S1B-Desc
07-05-2015	S1A-Desc	22-09-2016	S1A-Desc	04-03-2017	S1B-Asc
08-05-2015	S1A-Asc	23-09-2016	S1A-Asc	09-03-2017	S1A-Desc
20-05-2015	S1A-Asc	29-09-2016	S1B-Asc	10-03-2017	S1A-Asc
31-05-2015	S1A-Desc	04-10-2016	S1A-Desc	15-03-2017	S1B-Desc
01-06-2015	S1A-Asc	10-10-2016	S1B-Desc	16-03-2017	S1B-Asc
12-06-2015	S1A-Desc	11-10-2016	S1B-Asc	21-03-2017	S1A-Desc
13-06-2015	S1A-Asc	16-10-2016	S1A-Desc	22-03-2017	S1A-Asc
24-06-2015	S1A-Desc	17-10-2016	S1A-Asc	27-03-2017	S1B-Desc
25-06-2015	S1A-Asc	22-10-2016	S1B-Desc	28-03-2017	S1B-Asc
07-07-2015	S1A-Asc	23-10-2016	S1B-Asc	03-04-2017	S1A-Asc
18-07-2015	S1A-Desc	28-10-2016	S1A-Desc	09-04-2017	S1B-Asc
16-09-2015	S1A-Desc	29-10-2016	S1A-Asc	15-04-2017	S1A-Asc
10-10-2015	S1A-Desc	03-11-2016	S1B-Desc	20-04-2017	S1B-Desc
03-11-2015	S1A-Desc	04-11-2016	S1B-Asc	21-04-2017	S1B-Asc
15-11-2015	S1A-Desc	09-11-2016	S1A-Desc	26-04-2017	S1A-Desc
27-11-2015	S1A-Desc	10-11-2016	S1A-Asc	27-04-2017	S1A-Asc
09-12-2015	S1A-Desc	16-11-2016	S1B-Asc	02-05-2017	S1B-Desc
10-12-2015	S1A-Asc	21-11-2016	S1A-Desc	03-05-2017	S1B-Asc
21-12-2015	S1A-Desc	22-11-2016	S1A-Asc	09-05-2017	S1A-Asc
22-12-2015	S1A-Asc	27-11-2016	S1B-Desc	14-05-2017	S1B-Desc
03-01-2016	S1A-Asc	28-11-2016	S1B-Asc	15-05-2017	S1B-Asc
14-01-2016	S1A-Desc	03-12-2016	S1A-Desc	20-05-2017	S1A-Desc
15-01-2016	S1A-Asc	04-12-2016	S1A-Asc	21-05-2017	S1A-Asc
26-01-2016	S1A-Desc	09-12-2016	S1B-Desc	26-05-2017	S1B-Desc
27-01-2016	S1A-Asc	10-12-2016	S1B-Asc	27-05-2017	S1B-Asc
08-02-2016	S1A-Asc	15-12-2016	S1A-Desc	01-06-2017	S1A-Desc
19-02-2016	S1A-Desc	16-12-2016	S1A-Asc	02-06-2017	S1A-Asc
20-02-2016	S1A-Asc	22-12-2016	S1B-Asc	07-06-2017	S1B-Desc
03-03-2016	S1A-Asc	27-12-2016	S1A-Desc	14-06-2017	S1A-Asc
14-03-2016	S1A-Desc	28-12-2016	S1A-Asc	19-06-2017	S1B-Desc
27-03-2016	S1A-Asc	02-01-2017	S1B-Desc	20-06-2017	S1B-Asc
08-04-2016	S1A-Asc	03-01-2017	S1B-Asc	26-06-2017	S1A-Asc
20-04-2016	S1A-Asc	08-01-2017	S1A-Desc		
02-05-2016	S1A-Asc	09-01-2017	S1A-Asc		

TABLE 2.2 – Pearson correlation coefficients calculated between observations scenes and simulations for different elevation ranges , orbit type and VV and VH polarization and thus considering the Sentinel-1 data.

Elevation	Ascending Orbit (6pm)		Descending orbit (6 am)		Number of pixels	
	VV	VH	VV	VH	Ascending	Descending
1050-1350 m	0.16	0.15	0.32	-0.06	201,434	264,038
1350-1650 m	-0.02	0.26	0.08	-0.009	555,769	660,583
1650-1950 m	-0.14	0.47	-0.22	0.008	1,606,929	1,594,468
1950-2250 m	0.22	0.76	0.10	0.14	3,043,131	2,862,822
2250-2550 m	0.54	0.86	0.54	0.31	3,766,660	3,720,659
2550-2850 m	0.68	0.82	0.76	0.34	2,947,326	2,911,437
2850-3150 m	0.58	0.52	0.74	0.39	1,388,229	1,341,956
> 3150 m	0.22	0.49	0.54	0.49	680,525	626,407

Chapitre 3

Détection de la neige humide par imagerie SAR

3.1 Introduction [en français]

Le suivi de l'évolution des propriétés du manteau neigeux en montagne est déterminant pour de nombreuses applications. La prévision du risque d'avalanche et la gestion des ressources en eau en font parties et nécessitent de connaître la quantité de neige présente en altitude afin d'améliorer les prévisions associées. D'autre part, ces services ont besoin d'observations qui retranscrivent la variabilité spatio-temporelle du manteau neigeux à fine échelle. La télédétection radar de celui-ci par le biais de radars à synthèse d'ouverture (SARs), est prometteuse du fait de son insensibilité à la couverture nuageuse et à la période de la journée. Cependant, son utilisation reste complexe et tout particulièrement en zone de montagne où de nombreuses distorsions géométriques peuvent influencer le signal rétrodiffusé. Dans le cadre de l'étude présentée dans le chapitre précédent, nous avons testé la possibilité d'extraire des cartes de neige humide à partir des observations du SAR de Sentinel-1. Ce test a été réalisé en combinant deux dates (21 et 22 Mars 2017 pour les orbites descendante et ascendante respectivement) de la saison 2016-2017. Ce produit a alors été comparé à un produit d'indication de présence/absence de neige dérivé des observations Sentinel-2. Afin d'approfondir ce cas d'étude, nous avons évalué le potentiel de 62 scènes d'observations SAR de Sentinel-1 pour identifier les pixels de neige humide sur une zone d'étude de 2310 km² des Alpes du Nord françaises. Cette étude a été réalisée sur la période de Décembre 2017 à Juin 2018 en combinant les deux types d'orbites (ascendante et descendante) ainsi que les polarisations VV et VH. Les cartes de neige humide sont comparées aux produits Theia

dérivés de Sentinel-2 et qui indiquent la présence de neige (sous réserve de couverture nuageuse) afin d'en évaluer la qualité.

Article : Monitoring Wet Snow Over an Alpine Region Using Sentinel-1 Observations

Authors : Karbou F., Veyssière G., Coléou C., Dufour A., Gouttevin I., Gascoin S. and Grizonnet M.

Cette partie correspond   l'article en fin de préparation :

Abstract

This study investigates the use of Sentinel-1 C-band SAR observations to identify wet snow in a steep alpine mountainous area. A change detection method is applied to 62 Sentinel-1 scenes from December 2017 to June 2018 VV and VH polarizations. Results are given for ascending and descending orbits and also by combining both orbits. The retrieved wet snow maps were compared to snow products based on Sentinel-2 optical measurements. We show that Sentinel-1 wet snow maps are in very good agreement with Sentinel-2 during periods likely associated with effects of rainfall or melting phenomena. The differences, pixel by pixel, between the two snow products are very small during these periods. The comparison highlighted situations where cloud cover was a barrier to the use of Sentinel-2 and where Sentinel-1 data could be used to derive information about snow. Under clear sky conditions, the combined use of Sentinel-2 and Sentinel-1 snow products was beneficial to monitor the extents of dry/wet snow and to better identify situations of changes in snow conditions due to snow-melt. We also show that despite the presence of geometric distortion zones for Sentinel-1, it is possible to monitor wet snow evolution per altitudes/orientation/slopes by combining the ascending and descending Sentinel-1 orbits.

3.2 Introduction

In alpine regions, monitoring the spatial-temporal variations of snow conditions is key to many applications, such as meteorological and avalanche forecasting. Mapping wet snow is a critical input for wet snow avalanche forecasts. Wet snow avalanches trigger when melt water or rain penetrate the snowpack, leading to increased instability of the snowpack, but are difficult to predict and estimate, even a posteriori [Bellaire et al., 2017]. Furthermore, assessing the amount of snow, its evolution over time and particularly the start date of snow melt is critical to optimize hydro-power production and to anticipate flood risk. The melt-out date of the seasonal snow cover

plays an important role of mountain ecosystems [Jonas et al., 2009].

Snow remote sensing has the ability to provide data relevant to snow monitoring, although specific challenges need to be addressed [Nolin, 2010b]. Sentinel-1 satellites provide C-band synthetic aperture radar (SAR) data at unprecedented time and space resolutions and are able to detect the presence of wet snow [Nagler et al., 2016, Baghdadi et al., 1997, Magagi and Bernier, 2003]. This makes it possible to contribute to monitoring seasonal snow in the mountains at high resolution [Nagler and Rott, 2000]. C-band is sensitive to wet snow because of the high dielectric contrast with non-wet snow-covered surfaces, dry snow being generally transparent. Wet snow detection methods usually rely on change detection approach using an image ratio to compare two images (wet snow backscatters are generally lower than dry snow or soil backscatters). The ratio between two images with and without snow is computed for the same study area and a threshold is applied to derive a snow mask [Rott and Davis, 1993]. Algorithmic improvements have been designed [Baghdadi et al., 1997, Nagler and Rott, 2000] to better account for minimum and maximum values of snow backscatter values and an optimized choice of reference images. The local incidence angle of the SAR observation has a significant effect on the backscatter of a snow surface. At low angles, backscatter can be predominantly driven by surface scattering, while for strong angles, backscatter is mostly due to volume scattering [Ulaby et al., 1986]. The relationship between incidence angles and co/cross polarizations at C-band was investigated [Baghdadi et al., 1998] in order to identify wet snow-covered surfaces, which indicated that incidence angles greater than 30° had little influence on the detection of wet snow. The wet snow and soil separation was shown to be easiest with incidence angle values close to 45° [Guneriusen et al., 2000]. A recent study [Nagler et al., 2016] used Sentinel-1 images with a -2 dB threshold by combining the two available VV and VH polarizations, taking into account the incidence angle and screening out areas of geometric distortion. A stochastic approach was taken [Besic et al., 2015] to map wet snow probability occurrences. Data fusion methods have also been used to combine snow information from optical images and from SAR images [Haefner and Piesbergen, 1997, Solberg et al., 2004].

This article relies on the method described in [Nagler et al., 2016] and combines Sentinel-1 VV / VH polarizations to monitor wet snow in a steep alpine mountainous area during a 7 month period (62 Sentinel-1 scenes with ascending and descending modes). The [Nagler et al., 2016] study uses 3 Sentinel-1 descending orbit images (of June 2015) to derive wet snow maps. The robustness of the wet snow retrieval approach is studied by evaluating the performances of the wet snow detection method taking into account terrain characteristics (elevation, slopes, aspects) and meteorological events during the

time period of December 2017 to June 2018. Whenever possible, comparisons between Sentinel-1 and Sentinel-2 snow products were also performed. Data and models used in this study are described in Section 2. Results are provided in Section 3, while Section 4 provides discussion and conclusion statements.

3.3 Data and Methods

3.3.1 Location and time period

The area under investigation is located in the French Alps, as shown on Figure 3.1. This figure also shows the elevation, aspect and slope distribution of the study area. It is a quite heterogeneous alpine area with complex topography and with terrain mainly dominated by north/south aspects. It has an area of 2310 km² with several land cover types including forests, bare ground, glaciers and wetlands. The time period of this study ranges from December 2017 to June 2018. This corresponds to highly disturbed meteorological and snow conditions in the European Alps and particularly the French Alps [?, Goetz, 2018].

3.3.2 Sentinel-1 data

We use backscatter coefficients at C-band from SAR observations on board Sentinel-1 missions launched by the European Space Agency (ESA) within the Copernicus Programme. Sentinel-1 mission consists of a constellation of two satellites, Sentinel-1A and Sentinel-1B, which are 180° orbit apart, which allow continuous observations of the French Alps every 6 days. Sentinel-1A and Sentinel-1B were launched on April 2014 and April 2016 respectively. Sentinel-1 has a side-looking imaging geometry, so that images are subject to geometric distortions including shadow, layover and foreshortening effects. Foreshortening occurs in mountainous terrain when the incident beam reaches a target whose slope is less than the incidence angle. The foreshortening area will appear brighter because of the large number of elementary scatterers. The layover phenomenon occurs when the slope of the illuminated target is greater than the SAR incidence angle. In this situation, the radar beam reaches the top of the target before its base resulting in an artificial displacement of the target positions. Shadow areas correspond to the hidden parts of the radar beam. This phenomenon occurs when the target is obscured by an obstacle. This phenomenon is increasingly observed with increasing incidence angle and results in dark pixels in the SAR image. For SAR processing in mountains, areas with

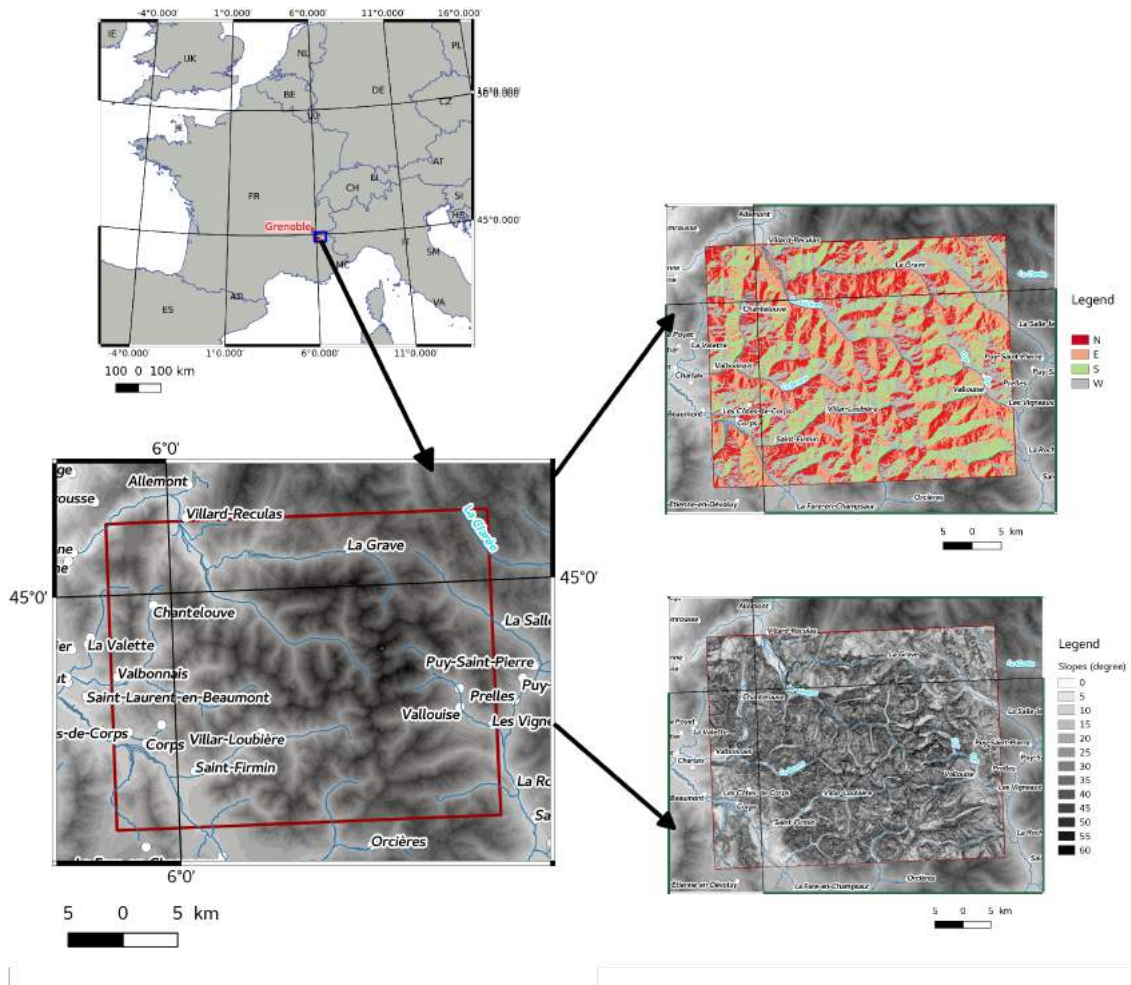


FIGURE 3.1 – Snow extent derived from Sentinel-2 image of 25 April 2018 and wet snow extent derived from Sentinel-1 descending/ascending images of 27/28 April 2018. Background : Sentinel-1 amplitude image, at VH polarization, of 24th August 2017.

geometric distortion must be identified to be screened out from the SAR image.

We use Level-1 Ground Range Detected (GRD) products available from ESA web site (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/>). Sentinel-1 data have a spatial resolution of 20 m in both VV and VH polarizations. We use Sentinel-1 relative orbits A161 (ascending) and D139 (descending), which are relevant for our test site and study period. SAR data have been processed using the ESA Sentinel-1 Toolbox. The pre-processing includes SAR image extraction over our test zone, thermal noise removal, speckle filtering (using refined Frost filter [Frost et al., 1982], radiometric calibration and terrain correction using the National Institute for Geographic and Forestry Information (IGN) DEM at 25 m. A series of 62 Sentinel-1 images from ascending and descending orbits were used, and are listed in table 2.1. Areas of excessive geometric distortions were identified for each orbit using the Sentinel Application Platform (SNAP) modules and used to screen out pixels associated

with geometric distortions (depending on area and orbit mode, the proportion of useless pixels could represent more than 14 % of the total image). Combination of ascending and descending orbits should help to optimally observe mountains to overcome the inherent SAR geometric distortions.

We use the Theia snow products derived from Sentinel-2 data when available over our test zone (cloud free situations) [Gascoin et al., 2019]. The Sentinel-2 mission developed by the European Space Agency (ESA) is composed of two satellites (Sentinel-2A and Sentinel-2B) operating in the same orbit (786 km) launched in 2015 and in 2017, respectively. These snow products are developed by CNES and CESBIO and are available from Theia website (<https://theia.cnes.fr>). Sentinel-2 products used in this study are listed in table 2.1. Sentinel-2 snow products are used as a reference to evaluate Sentinel-1 derived wet snow maps.

3.3.3 Methods

Several Sentinel-1 preprocessing steps are necessary before computing wet snow maps. A workflow within the ESA SNAP toolbox has been designed to automatically process all Sentinel-1 scenes (data of each orbit tracks has been processed separately). The workflow includes precise orbit data update, calibration of images, the speckle reduction using Frost filter, co-registration of images and terrain correction. For each orbit track, a summer image was selected as a master scene (24th August and 25th August 2016 for D139 and A161 respectively). SAR local incidence angles as well as geometric distortion areas were computed using the IGN 25m DEM. Backscatter ratio values of the winter image versus the reference one were computed for tracks D139 and A161 for the VV and the VH polarizations. We then merged VV and VH ratio to compute a combined single channel R_c using values of the local incidence angle following the method described in [Nagler et al., 2016] :

$$R_c = WR_{vh} + (1 - W)R_{vv} \quad (3.1)$$

where W varies with respect to the local incidence angle. Geometric distortion areas were screened out and a threshold of -2 dB was then applied to compute ascending/descending snow maps. Ascending and descending products were merged into a single product assuming Sentinel-1 (called S1 hereafter) tracks observe different sides of mountains. Sentinel-1 snow products were also filtered to reduce single outlayer pixels.

TABLE 3.1 – SAR scenes from Sentinel-1 relative orbits A161 (ascending, afternoon) and D139 (descending, early morning) used in this study as well as Sentinel-2 snow products used in this study. Key meteorological and snowpack parameters are also reported : meteorological event ; expert elevations of the snow-rain line and continuous snowline (northern and southern orientation) : highlight related to the satellites retrievals : presence of clouds and Snowfall reaching Low Altitudes (SLA) for Sentinel-2; origin of wet snow for Sentinel-1 : Rain-On-Snow Event (ROSE), Melt Event (ME). Snowpack accumulation period from mid-december, 2017 to end of March, 2018.

Date	Satellite	Relative orbit	Meteorological event	Snow-rain line elevation	Snowlines North/ South	Highlight
24-08-2017	Sentinel-1	D139				
25-08-2017	Sentinel-1	A161				
10 to 11-12-2017	–	–	Ana storm	500 to 2200m	1200m/1400m	ROSE
16-12-2017	Sentinel-1	D139	Snowfall	600 to 400m	1000m/1000m	SLA
17-12-2017	Sentinel-1	A161				
22-12-2017	Sentinel-1	D139			1000m/1000m	
23-12-2017	Sentinel-1	A161				
28-12-2017	Sentinel-1	D139	Snowfall	1000 to 200m	1000m/1000m	SLA
29-12-2017	Sentinel-1	A161	Snowfall	600m		SLA
03-01-2018	Sentinel-1	D139	Eleanor storm	1500 to 2000 m		ROSE
04-01-2018	Sentinel-1	A161		2200m		ROSE
05-01-2018	Sentinel-2	–			1000m/1300m	
09-01-2018	Sentinel-1	D139	Retour d'Est	1800 to 1400m		ROSE
10-01-2018	Sentinel-1	A161				
15-01-2018	Sentinel-1	D139				
15-01-2018	Sentinel-2	–			1000m/1400m	Cloudy
16-01-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	700 to 1300m		
21-01-2018	Sentinel-1	D139	Heavy snowfall	1000 to 1400mm		
22-01-2018	Sentinel-1	A161	Heavy snowfall	2000m		ROSE
25-01-2018	Sentinel-2	–			1000m/1100m	Cloudy
27-01-2018	Sentinel-1	D139	Snowfall	1000m		
28-01-2018	Sentinel-1	A161			1000m/1200m	
30-01-2018	Sentinel-2	–			1000m/1200m	Sea of clouds
02-02-2018	Sentinel-1	D139				
03-02-2018	Sentinel-1	A161			1	
04-02-2018	Sentinel-2	–			1000m/1200m	Cloudy
08-02-2018	Sentinel-1	D139				
09-02-2018	Sentinel-1	A161				
09-02-2018	Sentinel-2	–			1000m/1300m	
14-02-2018	Sentinel-1	D139				
14-02-2018	Sentinel-2	–			1000m/1000m	
15-02-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	1800 to 2300m		ROSE
19-02-2018	Sentinel-2	–			1100m/1200m	Cloudy
20-02-2018	Sentinel-1	D139				
21-02-2018	Sentinel-1	A161				
24-02-2018	Sentinel-2	–			1100m/1300m	Cloudy
26-02-2018	Sentinel-1	D139				Very cold
27-02-2018	Sentinel-1	A161				Very cold
04-03-2018	Sentinel-1	D139				
05-03-2018	Sentinel-1	A161				
10-03-2018	Sentinel-1	D139	Snowfall	2400m		ROSE
11-03-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	2500m to 1900m		ROSE
21-03-2018	Sentinel-2	–			1100m/1300m	Cloudy
22-03-2018	Sentinel-1	D139				
23-03-2018	Sentinel-1	A161				
26-03-2018	Sentinel-2	–			1200m/1500m	Cloudy
28-03-2018	Sentinel-1	D139	Snowfall	1600 to 1800m		
29-03-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	1800 to 1600m		
31-03-2018	Sentinel-2	–	Heavy snowfall	1100m	1100m/1300m	SLA for the time

3.3.4 Elements about the snow and meteorological conditions

In this study, S1 and S2-based snow products are analysed with respect to snow conditions estimated every day by Météo-France snow and avalanche forecasters and

TABLE 3.2 – Same as table 3.1 for the 2018 melt season, from early April to mid-june 2018.

Date	Satellite	Relative orbit	Meteorological event	Snow-rain line elevation	Snowlines North/ South	Highlight
02-04-2018	–	–			1000m/1000m	Onset of the melt season
03-04-2018	Sentinel-1	D139			1000m/1000m	ME
04-04-2018	Sentinel-1	A161			1000m/1200m	ME
05-04-2018	Sentinel-2	–			1200m/1500m	ME Cloudy
09-04-2018	Sentinel-1	D139			1200m/1500m	ME
10-04-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	1200m	1200m/1400m	
15-04-2018	Sentinel-1	D139			1400m/1700m	ME
15-04-2018	Sentinel-2	–			1400m/1700m	ME
16-04-2018	Sentinel-1	A161			1400m/1700m	ME
20-04-2018	Sentinel-2	–			1400m/1700m	ME
21-04-2018	Sentinel-1	D139			1500m/1800m	ME
22-04-2018	Sentinel-1	A161			1600m/1900m	ME
25-04-2018	Sentinel-2	–			1600m/2000m	ME
27-04-2018	Sentinel-1	D139			1700m/2000m	ME
28-04-2018	Sentinel-1	A161			1700m/2000m	ME
03-05-2018	Sentinel-1	D139	Retour d'Est	2800m	1900m/2200m	Small amount
04-05-2018	Sentinel-1	A161	Retour d'Est	2500m	1900m/2300m	Small amount
05-05-2018	Sentinel-2	–			1900m/2300m	Cloudy
09-05-2018	Sentinel-1	D139			1700m/2000m	ME
10-05-2018	Sentinel-1	A161	Snowfall	2600m	1700m/2000m	ME/ ROSE
13-05-2018	–	–	Snowfall	1500m	1500m/2300m	
15-05-2018	Sentinel-1	D139	Snowfall	2000 to 2400m	1500m/2000m	ROSE
15-05-2018	Sentinel-2	–	Snowfall	2000 to 2400m	1500m/2000m	Cloudy
16-05-2018	Sentinel-1	A161			1900m/2300m	ME
20-05-2018	Sentinel-2	–			2000m/2300m	Stormy
21-05-2018	Sentinel-1	D139	Instable	2600m	2000m/2300m	ME
22-05-2018	Sentinel-1	A161	Instable	2800m	2000m/2300m	ME
25-05-2018	Sentinel-2	–			2000m/2300m	Partly cloudy
27-05-2018	Sentinel-1	D139	Instable	3400m	2000m/2400m	ME
28-05-2018	Sentinel-1	A161	Instable	3200m	2000m/2500m	ME
02-06-2018	Sentinel-1	D139	Instable	3500m	2000m/2600m	ME
03-06-2018	Sentinel-1	A161	Instable	3400m	2100m/2600m	ME
08-06-2018	Sentinel-1	D139	Instable		2200m/2600m	ME
09-06-2018	Sentinel-2	–	Instable		2200m/2600m	Cloudy
09-06-2018	Sentinel-1	A161	Instable		2200m/2600m	ME
14-06-2018	Sentinel-1	D139			//	ME
14-06-2018	Sentinel-2	–			//	ME Cloudy
15-06-2018	Sentinel-1	A161			//	ME

provided in snow and avalanche bulletins for the Oisans massif (this massif is representative of our test area). The forecast bulletins provide information on snow, weather conditions such as snowfall, rain, wind and the corresponding avalanche risk using the European Avalanche Danger Scale. On all the Northern Alps, January 2018 was marked by a succession of very active disturbed passages with several stormy episodes and temperatures rather high for the season. The month of February experienced snowy episodes and most often cold temperatures. During March, weather disturbances occurred and late snow events. Temperatures were contrasted over the month but on average quite low. Temperatures were remarkably mild during the month of April with an exceptional warm episode from the 18th to the 22nd. The end of April was very disturbed with a marked decrease in temperatures. Winter 2017-2018 was also characterized by several

episodes of warm, rainy weather reaching unusually high elevations (up to 2300 m in the massif of Oisans, 2400 m in other massifs). The snow cover was exceptionally deep above 1800m with some wind induced snow extent irregularities. Table 3.1 and Table 3.2 synthesize the chronology of snow and rain events on the massif of Oisans from mid-December 2017 to late June 2018. The dates of satellite observations (Sentinel-1 and Sentinel-2) are highlighted in these tables. One could notice several rainfall occurrences (January 2, 4, 22, February 15, March 9 and 10, April 15) and several snowfall episodes.

The amount of liquid water in the seasonal snowpack and its variation in time and space are difficult to quantify (e.g. [Techel and Pielmeier, 2010b]) and have a considerable impact on S1 observations. In particular, there are situations of interest where the presence of snow liquid water or its evolution must be examined. For instance, situation during precipitations events under the rainfall/snowfall transition elevation, called Rain-On-Snow events (ROSE) in the following ([?]) and also formation of liquid water close to the surface by melting, due to energy balance. Slope aspect, inclination and elevation are key element for incoming net short wave radiation. They are called Melt Episodes (ME) in the following (e.g. [Heilig et al., 2015]). The penetration of liquid water in a dry snowpack is rapid and highly heterogeneous ([Brun, 1989]), both along vertical and horizontal dimensions : vertical flow fingers ([Waldner et al., 2004]), slope-parallel flow due to ice-layer or capillarity barriers ([Techel and Pielmeier, 2010a]), run-off and terrain configuration make the advance of the wetting front non uniform from the macro to the meso-scale. This heterogeneity lowers when the snowpack is wet. Within the snowpack, liquid water can freeze and wet layers can become dry again. It is of great importance for surface layers or thin snowpacks, all the more during the spring diurnal freeze-melt-cycles (20 to 40 cm of total refreezing is common in one night) and early stage of humidification. Thus, a thin or only moist snowpack may be dry or wet for the same day depending on the time of observation.

3.4 Results

3.4.1 Focus on two situations

Figure 3.2b shows in pink the obtained wet snow binary product using Sentinel-1 images of 26-27 April 2018 (Descending and Ascending) and in blue the wet snow mask using data from June 20-21st 2018 (Descending and Ascending). For comparison, Figure 3.2a shows Sentinel-2 snow extent of 25th April 2018 and 19th June 2018 (in pink and blue respectively). The Sentinel-2 scenes are almost cloud free and the agreement

between Sentinel-1 and Sentinel-1 snow products is rather good. The spatial variability is consistent between the two products and a relatively smaller extension of wet snow is observed compared to that of Sentinel-2. In particular, very high elevation areas (dark areas, elevation greater than 3000m) and also northern slopes at low elevations (e.g. the two south corner of the domain) are associated with snow in Sentinel-2 product and not in Sentinel-1 wet snow product. This could be due on the one hand to the presence of dry snow at very high elevations and to glaciers signature and on the other hand, as far as low elevations and north slopes are concerned, by the fact that for early morning or late evening tracks, on that kind of slopes, the snow cover was quite thin and thus totally refrozen and transparent to Sentinel-1 (prevailing snow conditions essentially of spring type, with freeze/ thaw cycles). Some of the snow differences between Sentinel-1 and Sentinel-2 products may also be explained by the significant extent of areas of geometric distortions. Figure 3.3 shows areas affected by geometric distortions for ascending and descending orbits. Note that the orbit hours in the study area are very different which greatly impacts the snow product retrieval from Sentinel-1.

Figure 3.4 is an Altitude-orientation diagram which shows the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and orientation for Sentinel-2 (top, April and June dates) and Sentinel-1 (bottom, April and June dates). To compute the diagrams, only "useful" pixels are considered for Sentinel-1 (by screening out areas of geometric distortions) and Sentinel-2 (by screening out cloudy pixels). The number of "useful" pixels is shown as solid line contours for the ascending orbit and dashed line contours for the descending orbit. One could notice that for the ascending orbit, Eastern orientations are associated with more distortion zones. For the descending orbit, Western orientations are associated with a greater number of geometric distortion pixels. Note that the number of Sentinel-1 "useful" pixels remain the same from a scene to another. For Sentinel-2, this number depends on cloud cover. Figure 3.4 shows the snow evolution by altitude and orientation using Sentinel-1 and Sentinel-2. For late April 2018, The Sentinel-2 snow line is about 2000m for Southern orientations in good agreement with Sentinel-1. The snow line is about 1800m-1900m for Northern orientations for Sentinel-2 and Sentinel-1. For high altitude areas (greater than 3000m and 3400m for northern and southern orientations respectively), Sentinel-1 shows lower percentages of wet snow pixels while Sentinel-2 indicates almost 100% of snow. This may indicate the presence of dry snow in these areas. These late-April situations perfectly illustrate the possible use of synergy of Sentinel-1 and Sentinel-2 to estimate the extent of wet snow and dry snow. Similar conclusions can be derived from mid-June situations with an overall good agreement between Sentinel-1 and Sentinel-2 products (snow line close to 2500m

for both satellites) and a snow line generally higher for southern orientation than for northern orientations. In fact Figure 3.4 shows a combined view of both ascending and descending Sentinel-1 images and also combines terrain situations with different slopes. Figure 3.5 is an Altitude-orientation diagram which shows the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and orientation for ascending and descending Sentinel-1 orbits (April 27-28 2018). Situations with all slopes (top) are separated from moderate slopes (middle) and high slopes (bottom). As for Figure 3.4, the diagrams are computed using only "useful" pixels (by screening out areas of geometric distortions). The number of "useful" pixels is shown as solid line contours for the ascending orbit and dashed line contours for the descending orbit. Not surprisingly, one can notice that the percentage of snow-covered pixels varies according to the slopes and orbit direction. A larger percentage of snow pixels is noticed for Western and Eastern orientations for the ascending and descending orbits respectively especially for areas with large slopes. This is very consistent with the observation hours of Sentinel-1 over the area (at sunrise for descending orbit and in the afternoon for the ascending orbit). For moderate slope areas, the wet snow retrieval from ascending is very consistent with the descending orbit wet snow. Selecting moderate slope pixels could therefore be useful to derive a relevant overview of the evolution of wet snow by combining information from the ascending and the descending orbits.

3.4.2 Monitoring alpine wet snow lines

In this section we focus on the time evolution of snow conditions in our study area. 3.6 shows Altitude-Time diagrams with the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and time for all Sentinel-1 ascending images. Results are given for (top) Northern orientations, (middle right) for Eastern orientations, (middle left) for Western orientations and (bottom) for Southern orientations. Only moderate slope pixels are used for these plots (lower than 20 degrees). 3.7 is similar to 3.6 but for descending orbits. From these figures, One could clearly distinguish Sentinel-1 responses due to ROSE (Rain-On-Snow-Events) as for January 03-04 (rain event occurs after the Descending SAR image acquisition), Snow fall events of mid and end December, ROSE event 22 January (withy rain snow line close to 2000m). Also of interest, ROSE events March (10-11) with snow rain line experyised close to 2500m :

- January 3 and 4 ; rainfall/snowfall transition elevation oscillating between 1500-2000m for January 3 to 2200-2300 for January 4
- January 9 and 10 : rainfall/snowfall transition elevation of about 1400-1600m,

sunny conditions on January 10

- January 21 and 22 : rainfall/snowfall transition elevation of about 1900-2000m
- February 2 and 3 : rainfall/snowfall transition elevation rather low (600-800m)
- March 10 and 11 : rainfall/snowfall transition elevation rather high (around 2400-2500m)
- March 28 and 29 : rainfall/snowfall transition elevation of about 1600m

See Table 3.1 and table3.2 to check for additional snow/meteorological situations and its potential corresponding Sentinel-1 signal change.

Altitude/time evolution of Sentinel-1 wet snow perfectly illustrate the evolution over time of the altitude of the wet snow for all orientations. Merging ascending and descending orbit give other useful Altitude time diagrams as shown in figures 3.8 and 3.9 for Northern and Southern orientations respectively. The analysis of these results suggest that freeze / thaw phenomena could possibly be inferred from ascending/descending orbit combinations and deserve to be studied indepth (this aspect is not discussed in this paper).

Finally, if we plot altitude-diagrams for the entire season by including all pixels not affected by geometric distortions and by combining ascending and descending orbits, We can reasonably conclude on the relevance of the use of Sentinel-1 observations for the study of the snowpack even in steep mountain areas. Monitoring of the evolution of the snow is possible and some of the SAR signals are very consistent with meteorological and/or snow conditions. Figures 3.10 and 3.11 gather all the obtained diagrams during the 2017-2018 season.

3.5 Discussion and conclusion

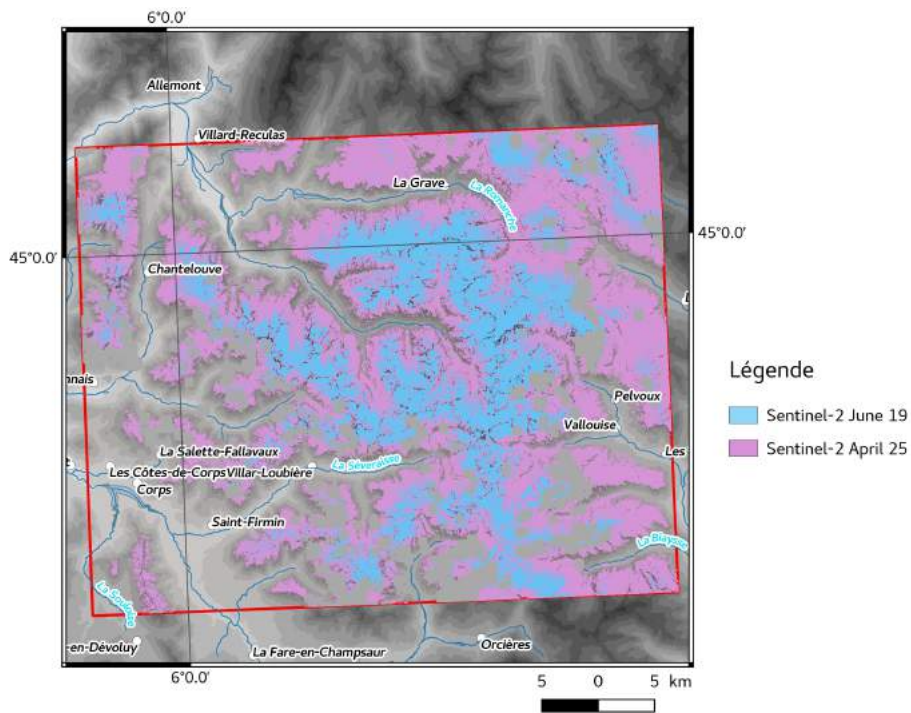
Monitoring alpine seasonal snow, and wet snow in particular, is of interest for several applications including avalanche monitoring and prediction, hydrological and mountain ecosystems applications. The Sentinel-1 SAR sensor has several advantages : high sensitivity to the liquid water content of the snow, non-sensitivity to cloud cover and very high spatial resolution which makes it possible to use it for monitoring wet snow in alpine terrain in all weather conditions, every 6 days. This study evaluated the reliability and robustness of a previously published change detection algorithm for mapping wet snow in a steep alpine mountainous terrain by combining VV and VH SAR backscatters from Sentinel-1 [Nagler et al., 2016]. The retrieved wet snow was compared to Sentinel-2 snow products [Gascoin et al., 2018]. It is shown that Sentinel-1 wet snow are in very good agreement with Sentinel-2 snow cover products during periods likely associated

with effects of rainfall or melting phenomena. The differences, pixel by pixel, between the two products are very small during these periods (low Hamming distances between products despite maximum coverage of the study area by snow). The comparison highlighted situations where cloud cover was a barrier to the use of Sentinel-2 and where Sentinel-1 data could still be used to derive information about snow. Under clear sky situations, the combined use of Sentinel-2 and Sentinel-1 snow products was beneficial to monitor the extents of dry/wet snow and to better identify situations of snow change due to snow-melt (by elevation, orientation, last date of snow).

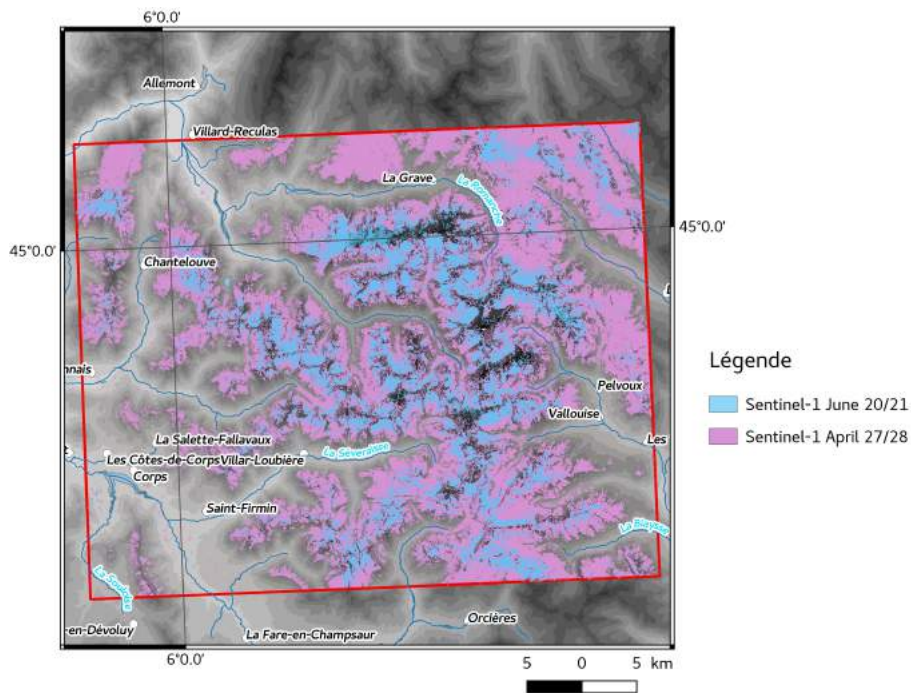
Improvements remain to be made before an optimal exploitation of such data. In particular, improvements of the wet snow detection algorithm by adapting the used thresholds to the surface types, the filtering of the snow products in order to avoid artefacts and the implementation of methods allowing an optimal fusion of Sentinel-1 and Sentinel-2 measurements.

Funding This study was co-funded at 50% by the National Centre for Space Studies (CNES) and at 50% by Météo-France.

Conflicts of Interest The authors declare no conflict of interest.



(a)



(b)

FIGURE 3.2 – Snow extent derived from (top) Sentinel-2 image of 25 April 2018 and 19 June 2018 and (bottom) wet snow extent derived and from Sentinel-1 descending/ascending images of 27/28 April 2018 and 20/21 June 2018. Background : IGN Digital elevations

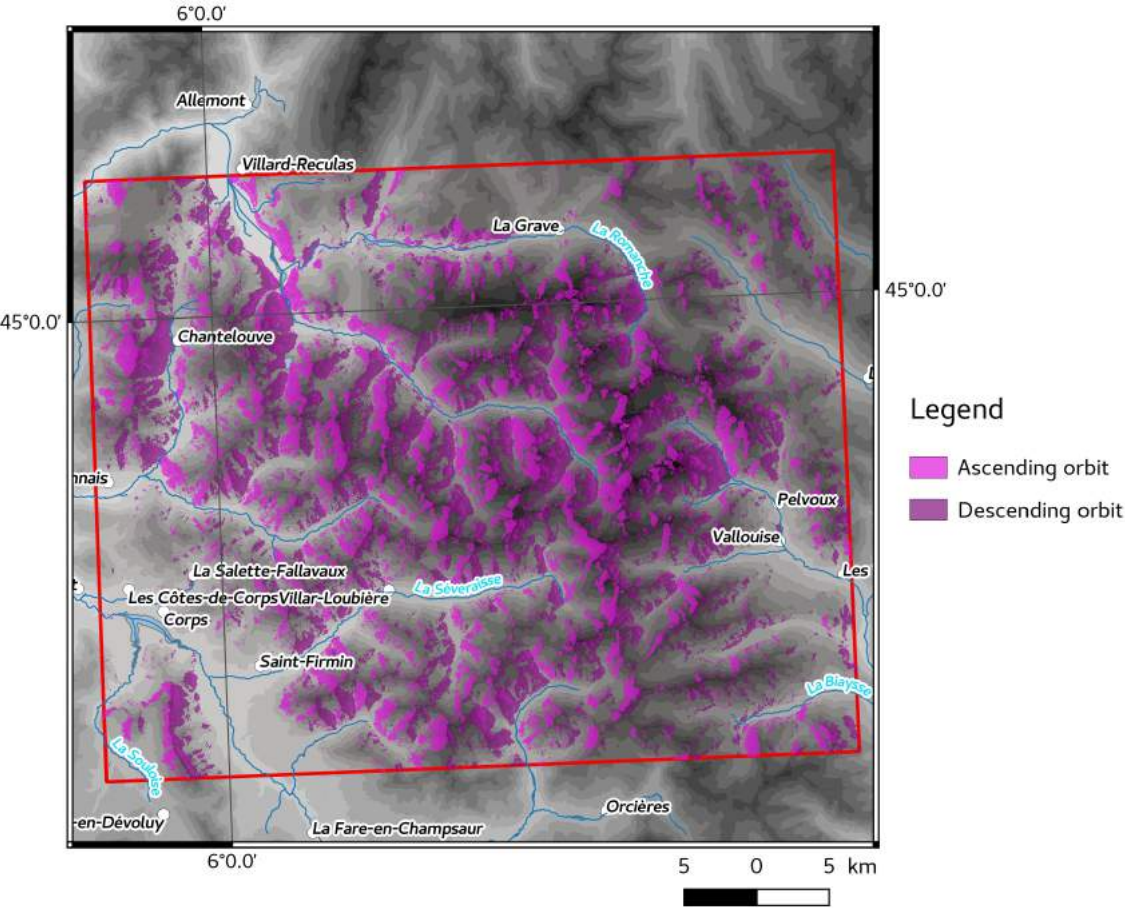


FIGURE 3.3 – Geometric distortion pixels for SAR Ascending and Descending orbits

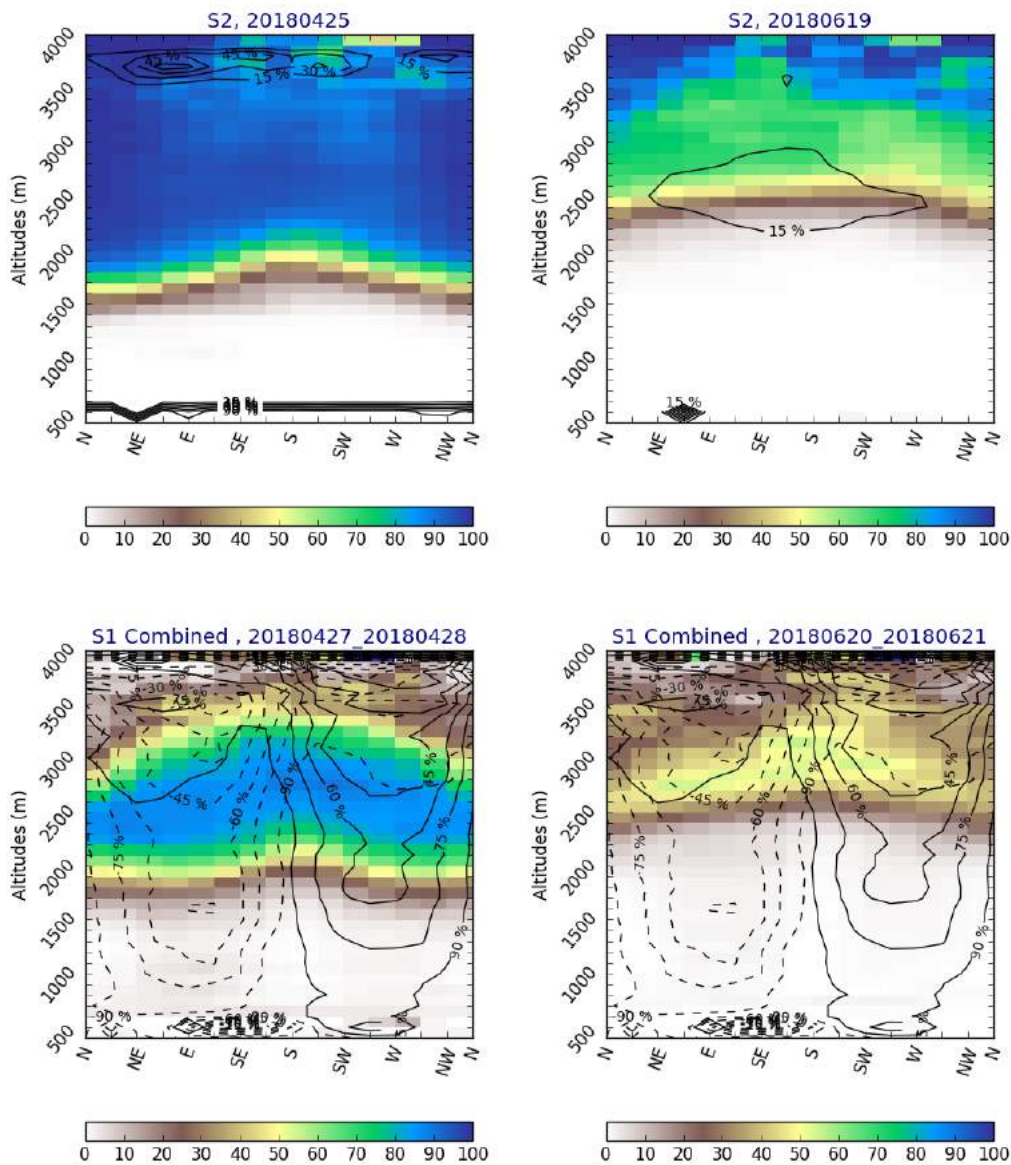


FIGURE 3.4 – Altitude-orientation diagram which shows the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and orientation for Sentinel-2 (top, April 25th and June 19th) and Sentinel-1 (bottom, April 27-28 and June 20-21). To compute the diagrams, only "useful" pixels are considered for Sentinel-1 (by screening out areas of geometric distortions) and Sentinel-2 (by screening out cloudy pixels). The number of "useful" pixels is shown as solid line contours for the ascending orbit and dashed line contours for the descending orbit.

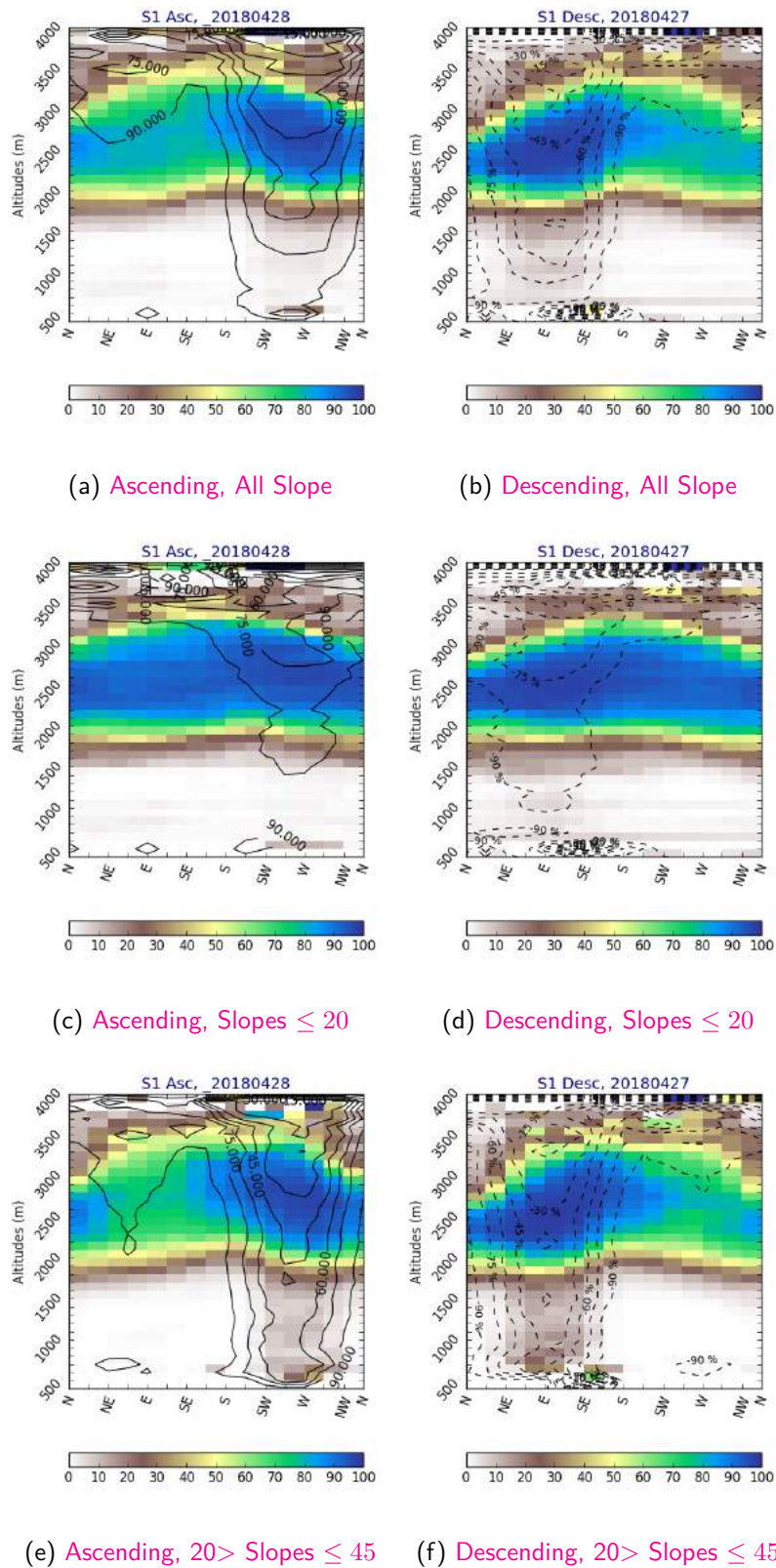
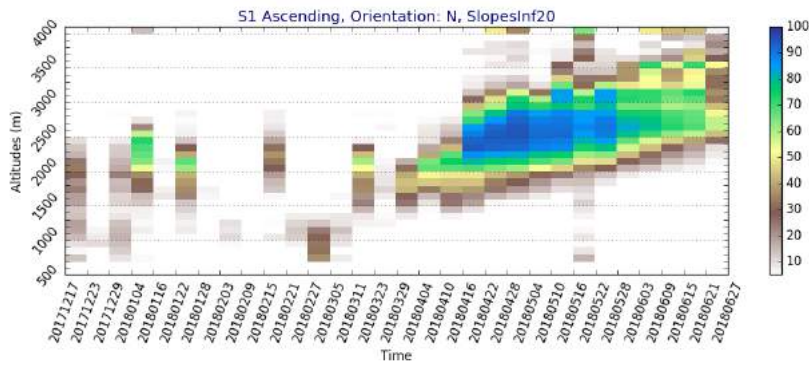
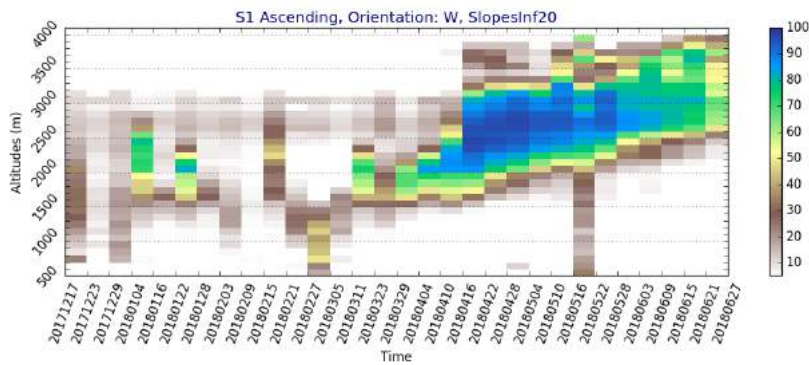


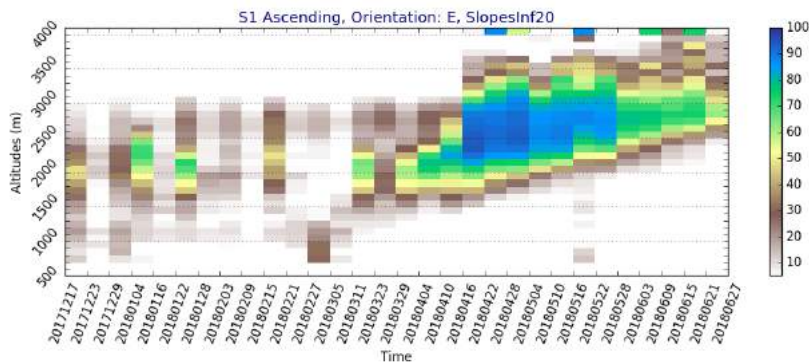
FIGURE 3.5 – Altitude-orientation diagram with the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and orientation for Sentinel-1 (left : ascending, right : descending) for April 27-28 2018. (Top) : situations with all slopes, (middle) : moderate slopes (lower than 20 deg) and (bottom) : high slopes. To compute the diagrams, only "useful" pixels are considered for Sentinel-1 (by screening out areas of geometric distortions). The number of "useful" pixels is shown as solid line contours for the ascending orbit and dashed line contours for the descending orbit.



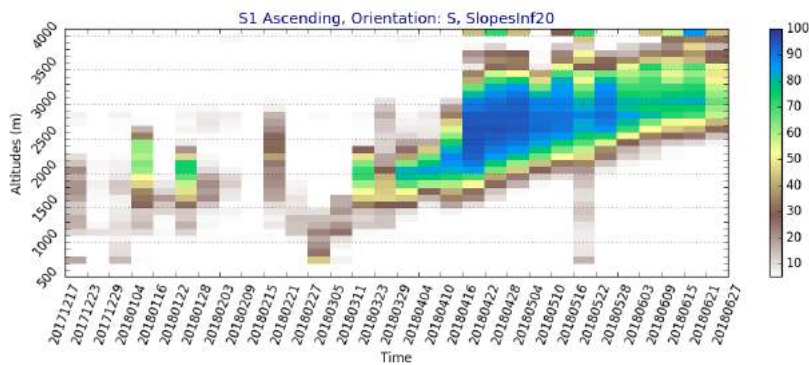
(a) North



(b) West

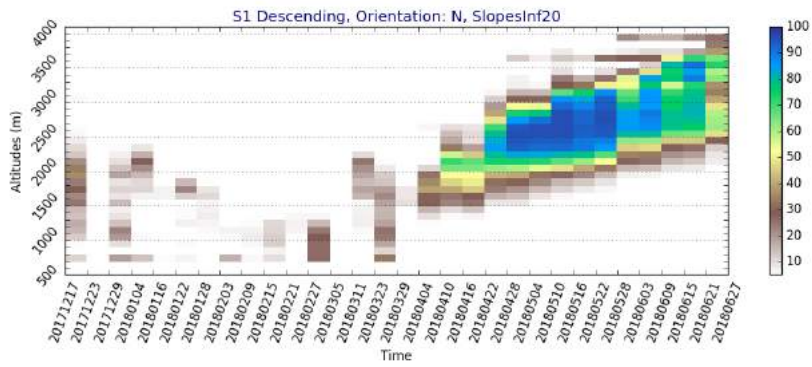


(c) East

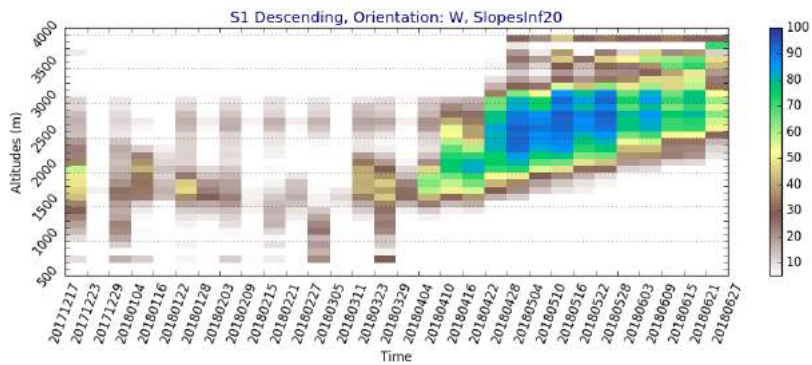


(d) South

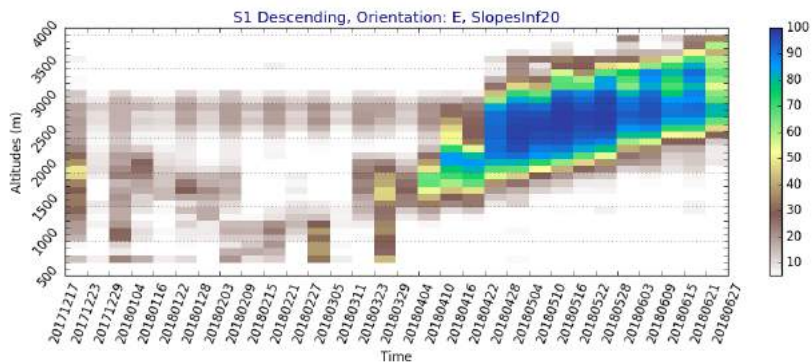
FIGURE 3.6 – Altitude-Time diagram which shows the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and time for all Sentinel-1 ascending images. Results are given for Northern, Eastern, Western and Southern orientations. Only moderate slope pixels are used for these plots (lower than 20 degrees)



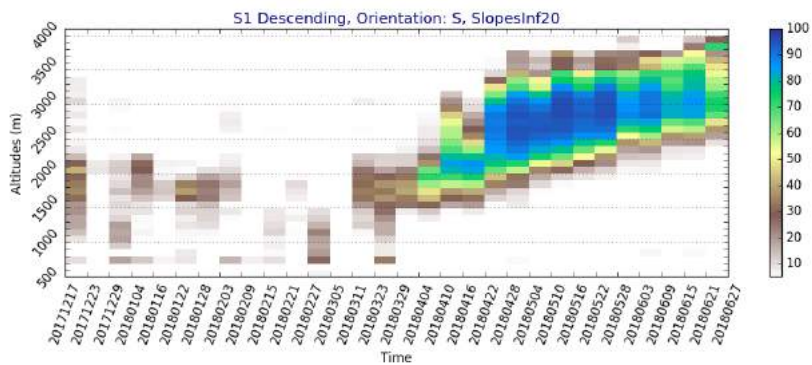
(a) North



(b) West



(c) East



(d) South

FIGURE 3.7 – same as 3.6 but for descending orbits

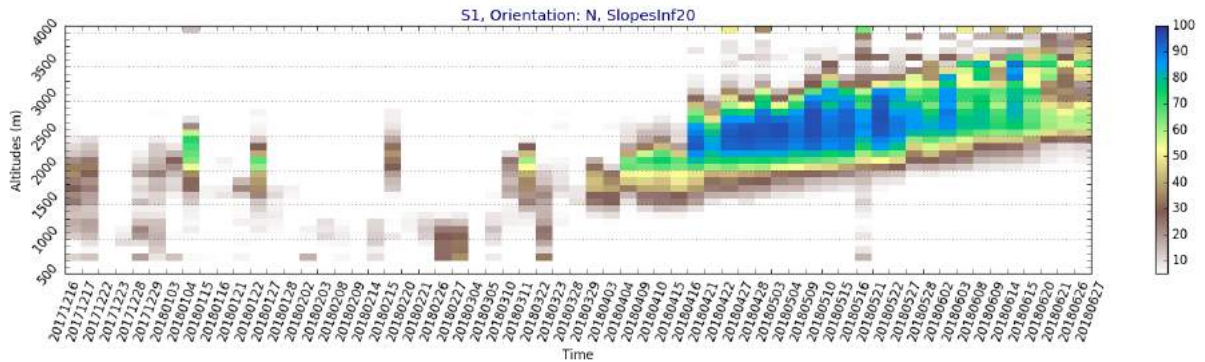


FIGURE 3.8 – Altitude-Time diagram with the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and time for all Sentinel-1 ascending/descending images. Results are given for Northern orientations and for moderate slope pixels (lower than 20 degrees)

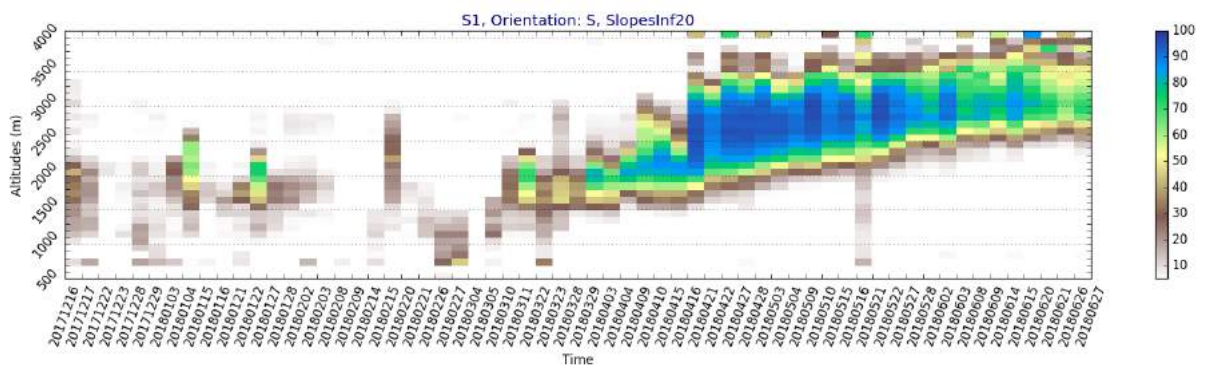


FIGURE 3.9 – same as 3.8 but for Southern orientations

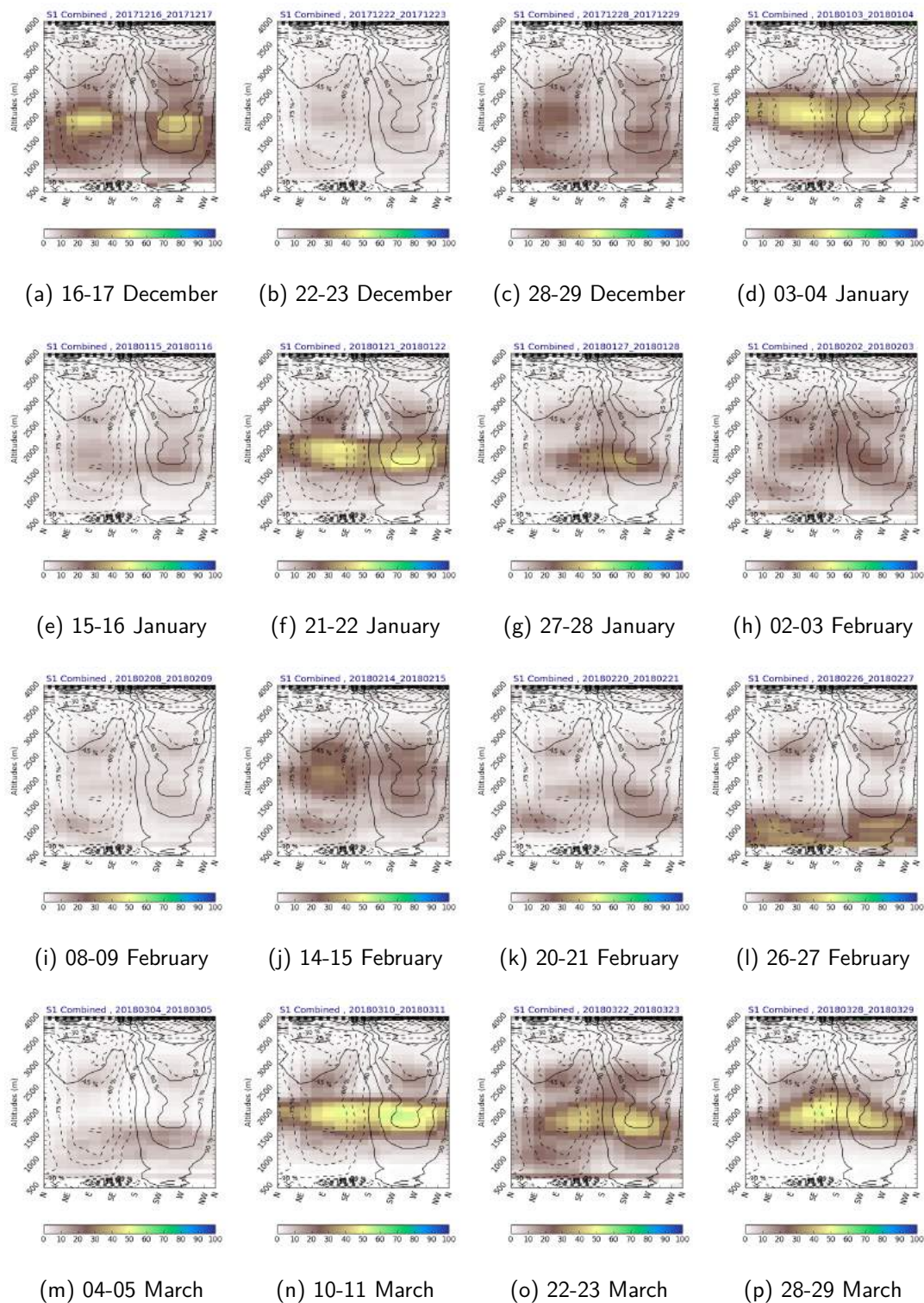


FIGURE 3.10 – Altitude-orientation diagram from mid-December 2017 to end of March 2018 with the normalized percentage of snow-covered pixels by classes of elevation and orientation for Sentinel-1 merged ascending/descending orbits with all slopes. To compute the diagrams, only "useful" pixels are considered for Sentinel-1 (by screening out areas of geometric distortions). The number of "useful" pixels is shown as solid line contours for the ascending orbit and dashed line contours for the descending orbit.

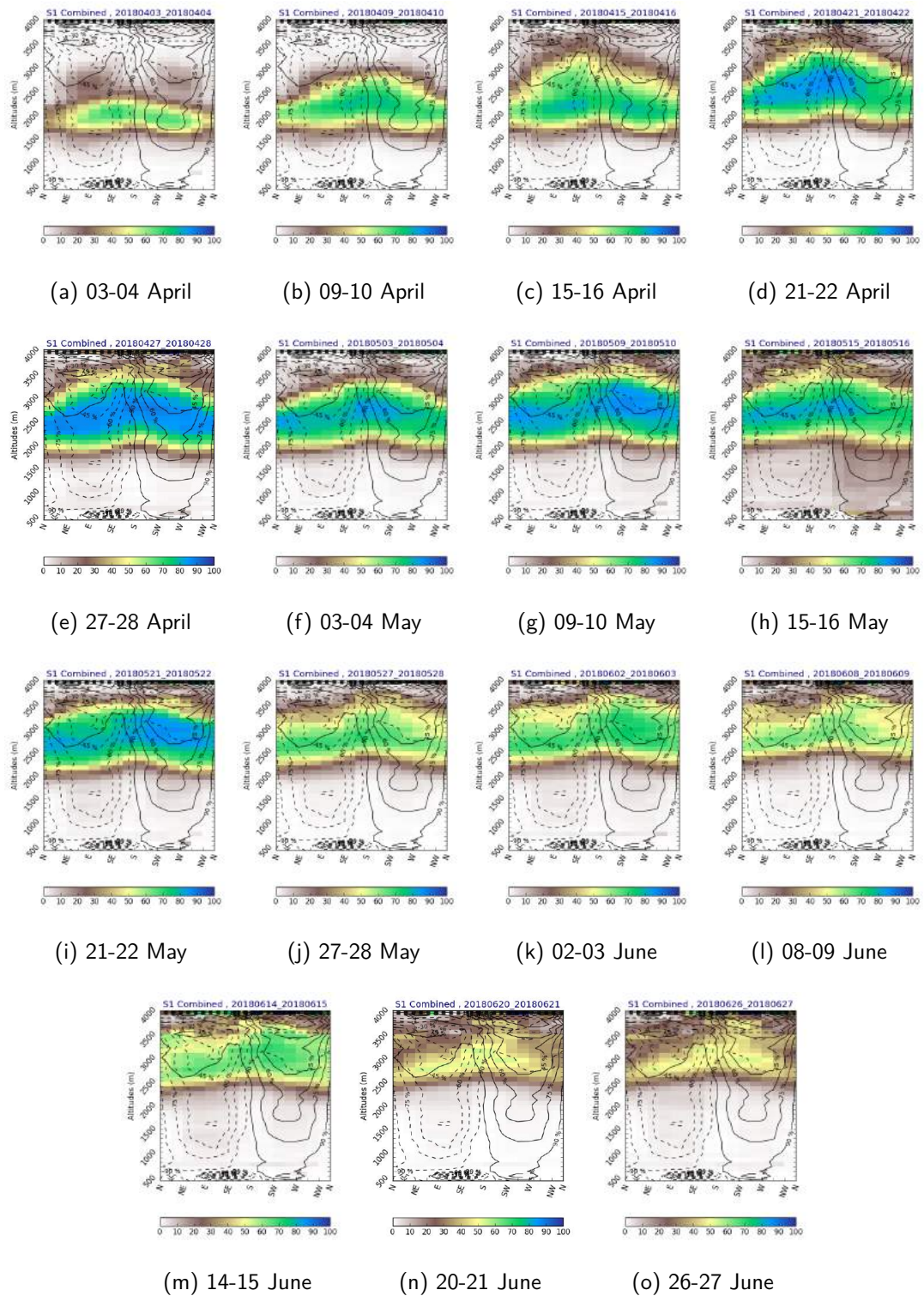


FIGURE 3.11 – Same as Figure 3.10 but for April to late June 2018

Chapitre 4

Conclusions générales et perspectives

L'objectif de ce travail de thèse avait pour but d'étendre l'utilisation des données de télédétection SAR en zone de montagne et ce pour améliorer le suivi du manteau neigeux pour de multiples applications, dont la prévision du risque d'avalanche. Pour atteindre cet objectif, les observations SAR de la mission Sentinel-1 ont été utilisées. Le contenu en information sur la neige de ces données est pertinent pour suivre la variabilité spatio-temporelle de certaines propriétés du manteau neigeux par tous temps. Une phase de pré-traitement des données SAR a été nécessaire ainsi qu'une phase de modélisation du transfert radiatif dans la neige. Les conclusions de ces études ainsi que les perspectives sont présentées ci-dessous.

4.1 Conclusions des études menées

La première étude, illustrée dans le chapitre 2, a été réalisée afin d'évaluer la qualité des simulations des coefficients de rétrodiffusion en bande C du manteau neigeux par comparaison aux données du SAR de Sentinel-1. Ce sont 141 scènes d'observations Sentinel-1, sur une zone de fort relief de 2310 km² située dans les Alpes du Nord françaises et réparties sur 3 saisons hivernales (de 2014 à 2017), qui ont été pré-traitées et analysées afin de les comparer aux simulations. La chaîne de modélisation SAFRAN-ISBA/Crocus-MEMLS3&a a pu être évaluée de bout en bout, et non pas modèle par modèle, dans une situation non idéalisée. Cette analyse a montré que la chaîne de modélisation est en mesure de reproduire de manière cohérente le signal radar pour un sol nu ou une neige sèche, celle-ci étant quasiment transparente en bande C. En cas de neige humide, un fort biais négatif a été mis en évidence, celui-ci apparaissant notamment lors des périodes de fonte. Par ailleurs, la variabilité temporelle des simulations se compare très bien avec celle des observations ce qui est très encourageant. Le biais constaté en cas de

neige humide pourrait venir des quantités d'eau liquide trop importantes dans le manteau neigeux qui auraient pour origine, d'une part, les réanalyses SAFRAN et d'autre part, la manière dont la percolation de l'eau liquide est implémentée dans Crocus. Les erreurs dans la modélisation du transfert radiatif par MEMLS3&a, dans la représentation de la rugosité de surface et des interactions à l'interface sol/neige sont également à prendre en compte en vue d'une amélioration de la chaîne de modélisation. Nous avons constaté également, que l'analyse des données SAR en zone montagneuse se révélait complexe et que de nombreuses caractéristiques du terrain étudié comme, la pente, l'orientation, la végétation ou encore l'altitude influençaient le signal simulé et observé. Cette étude a permis de mettre en évidence deux avancées. Premièrement, le potentiel de l'imagerie SAR appliquée à l'observation du couvert neigeux en zone de montagne a été démontré. Deuxièmement, la capacité de la chaîne de modélisation à reproduire le signal radar, a montré des performances intéressantes malgré un fort biais, inhérent à l'ensemble des éléments de celle-ci, ce qui illustre les besoins d'amélioration des modèles.

L'apport de l'imagerie radar de Sentinel-1 en zone de montagne a également été évalué grâce à des produits dérivés, combinant les polarisations VV et VH et indiquant la présence de neige humide. Des produits dérivés des observations dans le visible de Sentinel-2 et indiquant la présence de neige ont été utilisés comme référence. Cette étude a été réalisée en vue d'évaluer l'utilisation en synergie d'observations issues de plusieurs capteurs à des résolutions fines (forcément différentes des résolutions réalistes en cas d'assimilation de données). Les produits indiquant la présence de neige humide ont été réalisés à partir des observations issues de Sentinel-1 en polarisation VV et VH lors de la saison hivernale 2017-2018, pour laquelle l'enneigement avait été remarquable. Ils ont été comparés au produit de neige Sentinel-2 de Theia indiquant la présence ou l'absence de neige. La synergie des produits dérivés de Sentinel-1 et de Sentinel-2 a été évaluée et permet de potentiellement repérer les surfaces, couvertes d'une végétation dense ou de neige sèche, non détectées dans les produits neige humide issus de Sentinel-1. Cette comparaison montre la complémentarité des observations Sentinel-1 et Sentinel-2 (qui peut être limité par la présence de nuages) pour garantir une observation de la couverture neigeuse à 20m de résolution en particulier lors d'épisodes de fonte nivale. Cela plaide pour des développements visant la fusion des observations des capteurs SAR et optiques.

4.2 Perspectives et pistes à envisager

Plusieurs problématiques ont été abordées lors de ce travail. Dans un premier temps, nous cherchions à savoir quel était le contenu en information des observations SAR

de Sentinel-1 et comment l'exploiter dans le cadre du suivi de l'évolution du manteau neigeux. Les observations SAR ont montré un réel potentiel quant à l'observation de la surface. Leur insensibilité aux nuages et leur temps de revisite sur les Alpes qui, si l'on considère les deux types d'orbites, est ramené à 3 jours, sont très avantageuses pour extraire des informations en continu en zone de montagne et cela à 20 m de résolution. Il a été possible d'observer la sensibilité des images SAR en bande C à l'humidité du manteau neigeux ainsi que la sensibilité du signal à l'évolution des variables d'état au cours de la saison hivernale comme le SWE et la teneur en eau liquide maximale. Cependant, afin d'être en mesure d'exploiter pleinement les coefficients de rétrodiffusion, plusieurs pré-traitements sont nécessaires. Le relief, la topographie locale, et l'angle de visée sont à l'origine de nombreuses distorsions géométriques qui limitent l'exploitation de certaines zones de l'image. Prendre en compte les orbites ascendantes et descendantes est une bonne alternative pour diminuer l'impact de cette configuration.

La modélisation des coefficients de rétrodiffusion radar en bande C a été testée sur 3 saisons hivernales dans les Alpes du Nord. Les conclusions ont montré que la chaîne de modélisation était capable de réaliser des performances intéressantes mais que d'importants biais négatifs existaient en cas de neige humide. Cela montre la nécessité d'en améliorer tous les éléments de notre chaîne de modélisation. Pour les forçages atmosphériques, [Vionnet et al., 2016, Etchevers et al., 2017] ont montré le potentiel de l'utilisation du modèle météorologique kilométrique Arome dans les Alpes en entrée du modèle de neige Crocus afin d'améliorer la modélisation du manteau neigeux. Nous avons aussi montré que les résultats dépendent du schéma de percolation de l'eau liquide au sein de Crocus. L'implémentation des équations de Richards pour améliorer la représentation de l'écoulement de l'eau liquide dans le manteau neigeux [Lafaysse et al., 2017], est un développement qui peut améliorer la qualité des simulations qui sont utilisées en entrée du modèle de transfert radiatif. Il est également nécessaire de tester d'autres approches modélisant les interactions à l'interface sol-neige ainsi que sur la rugosité à l'interface air-neige dans les modèles de transfert radiatif, celles-ci jouant un rôle crucial sur la rétrodiffusion radar. Des initiatives communautaires comme le Snow Microwave Radiative Transfer model (SMRT, [Picard et al., 2018]), porté par l'ESA, et qui regroupe différentes paramétrisations, ainsi que la possibilité de recouper entre eux plusieurs modèles, permettrait de progresser dans le choix des paramétrisations pertinentes pour les observations en bande C et d'améliorer la chaîne de modélisation de la rétrodiffusion du manteau neigeux. Avant de parvenir à la phase assimilation des données Sentinel-1 dans Crocus, il faut être en mesure de réduire les biais existants (en modélisation directe). L'utilisation d'un ensemble de forçages atmosphériques [Charrois et al., 2016], et

des méthodes statistiques permettant une correction de biais sur les sorties de modèles [Cluzet et al., 2018] peuvent également être testées à l'avenir afin de permettre d'assimiler des données de télédétection dans le modèle de neige Crocus. Les tests réalisés au cours de cette thèse concernent une partie des Alpes Françaises, il serait nécessaire de les étendre à l'ensemble des massifs Français.

Au-delà de l'assimilation, il serait intéressant que des produits dérivés des observations Sentinel-1 puissent être utilisés, notamment en appui à la prévision du risque d'avalanche. Ces produits, idéalement fusionnés avec d'autres produits neige comme ceux de Sentinel-1, pourraient être disponibles tous les 6 jours et à 20m de résolution. A cela s'ajoute la sensibilité des mesures SAR à l'humidité des sols ce qui permettrait un suivi hebdomadaire des conditions de surface. De tels produits sont d'intérêt pour les prévisionnistes avalanches qui accéderaient à une information spatialisée de l'enneigement passé pour mieux prévoir les évolutions du manteau neigeux. Ces produits peuvent être également utiles pour les services en lien avec la gestion des ressources en eau, la gestion des forêts ou le suivi des écosystèmes montagnards.

Bibliographie

- [A.K., 1994] A.K., F. (1994). *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications (Artech House Remote Sensing Library)*. Artech House Inc.
- [Baghdadi et al., 1997] Baghdadi, N., Gauthier, Y., and Bernier, M. (1997). Capability of multitemporal ers-1 sar data for wet-snow mapping. *Remote Sensing of Environment*, 60(2) :174 – 186.
- [Baghdadi et al., 2000] Baghdadi, N., Gauthier, Y., Bernier, M., and Fortin, J.-P. (2000). Potential and limitations of radarsat sar data for wet snow monitoring. *IEEE T. Geosci Remote*, 38(1).
- [Baghdadi et al., 1998] Baghdadi, N., Livingstone, C. E., and Bernier, M. (1998). Airborne c-band sar measurements of wet snow-covered areas. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 36(6) :1977–1981.
- [Bamler, 2000] Bamler, R. (2000). Principles of synthetic aperture radar. *Surveys in Geophysics*, 21.
- [Bamler and Hartl, 1998] Bamler, R. and Hartl, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse problems*, 14(4) :R1.
- [Barnett et al., 2005] Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066) :303–309.
- [Bartelt and Lehning, 2002] Bartelt, P. and Lehning, M. (2002). A physical SNOW-PACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35(3) :123–145.
- [Bellaire et al., 2017] Bellaire, S., van Herwijnen, A., Mitterer, C., and Schweizer, J. (2017). On forecasting wet-snow avalanche activity using simulated snow cover data. *Cold Regions Science and Technology*, 144 :28 – 38. International Snow Science Workshop 2016 Breckenridge.
- [Beniston, 2006] Beniston, M. (2006). Mountain weather and climate : a general overview and a focus on climatic change in the alps. *Hydrobiologia*, 562(1) :3–16.

- [Berry and Harlim, 2017] Berry, T. and Harlim, J. (2017). Correcting biased observation model error in data assimilation. *Monthly Weather Review*, 145(7) :2833–2853.
- [Besic et al., 2013] Besic, N., Vasile, G., Chanussot, J., Stankovic, S., Boldo, D., and d'Urso, G. (2013). Wet snow backscattering sensitivity on density change for swe estimation. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2013)*.
- [Besic et al., 2012] Besic, N., Vasile, G., Chanussot, J., Stankovic, S., Dedieu, J.-P., d'Urso, G., Boldo, D., and Ovarlez, J.-P. (2012). Dry snow backscattering sensitivity on density change for swe estimation. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2012)*.
- [Besic et al., 2015] Besic, N., Vasile, G., Dedieu, J.-P., Chanussot, J., and Stankovic, S. (2015). Stochastic approach in wet snow detection using multitemporal sar data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 12(2) :244–248.
- [Boone, 2002] Boone, A. (2002). Description du schema de neige isba-es (explicit snow). Technical report, Note de Centre, Meteo-France/CNRM, 70.
- [Boone and Etchevers, 2001] Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model : Local scale evaluation at an Alpine site. *J. Hydrometeorol.*, 2 :374 – 394.
- [Boone et al., 2000] Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, 39(9) :1544–1569.
- [Bormann et al., 2018] Bormann, K., Brown, R. D., Derksen, C., and Painter, T. (2018). Estimating snow-cover trends from space. *Nature Climate Change*, 8.
- [Brucker et al., 2011] Brucker, L., Royer, A., Picard, G., Langlois, A., and Fily, M. (2011). Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in quebec, canada, using a coupled snow evolution-emission model. *Remote Sens. Environ.*, 115(8) :1966 – 1977.
- [Brun, 1989] Brun, E. (1989). Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol.*, 13 :22–26.
- [Brun et al., 1992] Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128) :13 – 22.

- [Brun et al., 1989] Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coléou, C. (1989). An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121) :333 – 342.
- [Brun et al., 2012] Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P., and Willemet, J.-M. (2012). Le modèle de manteau neigeux crocus et ses applications. *La Météorologie*, 76 :44–54.
- [Carmagnola, 2013] Carmagnola, C. (2013). *Mesure, analyse et modélisation des processus physiques du manteau neigeux sec*. PhD thesis.
- [Carmagnola et al., 2014] Carmagnola, C. M., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud, L. (2014). Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the surfex/isba-crocus detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 8(2) :417–437.
- [Chandrasekhar and Transfer, 1960] Chandrasekhar, S. and Transfer, R. (1960). Dover publications. *New York*.
- [Chang et al., 2014] Chang, W., Tan, S., Lemmetyinen, J., Tsang, L., Xu, X., and Yueh, S. H. (2014). Dense media radiative transfer applied to snowscat and snowsar. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(9) :3811–3825.
- [Charrois et al., 2016] Charrois, L., Cosme, E., Dumont, M., Lafaysse, M., Morin, S., Libois, Q., and Picard, G. (2016). On the assimilation of optical reflectances and snow depth observations into a detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 10(3) :1021–1038.
- [Chen et al., 2003] Chen, C.-T., Tsang, L., Guo, J., Chang, A. T., and Ding, K.-H. (2003). Frequency dependence of scattering and extinction of dense media based on three-dimensional simulations of maxwell's equations with applications to snow. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 41(8) :1844–1852.
- [Chen, 2016] Chen, K.-S. (2016). *Principles of Synthetic Aperture Radar Imaging : A System Simulation Approach*. CRC Press.
- [Cluzet et al., 2018] Cluzet, B., Revuelto, J., Lafaysse, M., Dumont, M., Cosme, E., and Tuzet, F. (2018). Assimilation of modis observations of snowpack surface properties into one year of spatialized ensemble snowpack simulations at a field site in the french alps. In *Proceedings of the ISSW, Innsbruck*.
- [Colbeck, 1982] Colbeck, S. C. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1) :45–61.

- [Colbeck, 1983] Colbeck, S. C. (1983). Theory of metamorphism of dry snow. *J. Geophys. Res.*, 88(C9) :5475–5482.
- [Coléou and Lesaffre, 1998] Coléou, C. and Lesaffre, B. (1998). Irreducible water saturation in snow : experimental results in a cold laboratory. *Annals of glaciology*, 26 :64–68.
- [Coléou and Morin, 2018] Coléou, C. and Morin, S. (2018). Vingt-cinq ans de prévision du risque d'avalanche à météo-france. *La Météorologie, Rubrique : Neige et glace*.
- [Cui et al., 2016] Cui, Y., Xiong, C., Lemmetyinen, J., Shi, J., Jiang, L., Peng, B., Li, H., Zhao, T., Ji, D., and Hu, T. (2016). Estimating snow water equivalent with backscattering at x and ku band based on absorption loss. *Remote Sensing*, 8(505).
- [D'Amboise et al., 2017] D'Amboise, C. J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S., and Schuler, T. V. (2017). Implementation of a physically based water percolation routine in the crocus/surfix (v7.3) snowpack model. *Geoscientific Model Development*.
- [Decharme et al., 2011] Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.*, 116 :D20126.
- [Dee, 2005] Dee, D. P. (2005). Bias and data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613) :3323–3343.
- [Deems et al., 2013] Deems, J. S., Painter, T. H., and Finnegan, D. C. (2013). Lidar measurement of snow depth : a review. *Journal of Glaciology*, 59(215) :467–479.
- [Domine et al., 2007] Domine, F., Taillandier, A.-S., and Simpson, W. R. (2007). A parameterization of the specific surface area of seasonal snow for field use and for models of snowpack evolution. *J. Geophys. Res.*, 112 :F02031.
- [Dumont et al., 2012] Dumont, M., Durand, Y., Arnaud, Y., and Six, D. (2012). Variational assimilation of albedo in a snowpack model and reconstruction of the spatial mass-balance distribution of an alpine glacier. *J. Glaciol.*, 58(207) :151 – 164.
- [Durand et al., 1993] Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, 18 :65–71.
- [Durand et al., 1999] Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 45(151) :469–484.
- [Durand et al., 2009a] Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., and Lesaffre, B. (2009a). Reanalysis of 44 yr of climate in the french alps (1958–

- 2002) : Methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48 :429–449.
- [Durand et al., 2009b] Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., and Lesaffre, B. (2009b). Reanalysis of 47 years of climate in the french alps (1958–2005) : Climatology and trends for snow cover. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 48 :2487–2512.
- [Eckerstorfer et al., 2017] Eckerstorfer, M., Malnes, E., and Müller, K. (2017). A complete snow avalanche activity record from a norwegian forecasting region using sentinel-1 satellite-radar data. *Cold regions science and technology*, 144 :39–51.
- [Etchevers et al., 2017] Etchevers, I. D., Vionnet, V., and Quéno, L. (2017). Pertinence des prévisions météorologiques à l'échelle kilométrique pour la modélisation du manteau neigeux en montagne. *Météorologie*, (99) :2.
- [Fang et al., 2014] Fang, S., Xu, L., Pei, H., Liu, Y., Liu, Z., Zhu, Y., Yan, J., and Zhang, H. (2014). An integrated approach to snowmelt flood forecasting in water resource management. *IEEE Transactions on Industrial Informatics*, 10(1) :548–558.
- [Fierz et al., 2009] Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., and Sokratov, S. A. (2009). *The international classification for seasonal snow on the ground*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology n 83, IACS Contribution n 1.
- [Flanner and Zender, 2006] Flanner, M. G. and Zender, C. S. (2006). Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.*, 111 :D12208.
- [Foster et al., 1987] Foster, J., Hall, D., and Chang, A. (1987). Remote sensing of snow. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 68(32) :682–684.
- [Frost et al., 1982] Frost, V. S., Shanmugan, K. S., Stiles, J. A., and Holtzman, J. C. (1982). A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise. *IEEE Transactions on Pattern Analysis & Machine Intelligence*, 4 :157–166.
- [Fung et al., 2010] Fung, A. K., Chen, K.-S., and Chen, K. (2010). *Microwave scattering and emission models for users*. Artech house.
- [Gallet et al., 2009] Gallet, J.-C., Domine, F., Zender, C. S., and Picard, G. (2009). Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550 nm. *The Cryosphere*, 3 :167 – 182.
- [Gascoïn et al., 2019] Gascoïn, S., Grizonnet, M., Bouchet, M., Salques, G., and Hagolle, O. (2019). Theia snow collection : high resolution operational snow cover maps

- from sentinel-2 and landsat-8 data. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, accepted for publication :-.
- [Gascoïn et al., 2018] Gascoïn, S., Grizonnet, M., and Klempka, T. (2018). Algorithm theoretical basis documentation for an operational snow cover extent product from sentinel-2 and landsat-8 data (let-it-snow).
- [Giraud, 1992] Giraud, G. (1992). MEPRA : an expert system for avalanche risk forecasting. In *Proceedings of the International snow science workshop, 4-8 oct 1992, Breckenridge, Colorado, USA*, pages 97–106.
- [Goetz, 2018] Goetz, D. (2018). Bilan nivo-météorologique de l'hiver 2017-2018. Technical report, Neige et Avalanches.
- [Goodison et al., 1981] Goodison, B., Waterman, S., and Langham, E. (1981). Application of synthetic aperture radar data to snow cover monitoring. In *Canadian Symposium on Remote Sensing, 6 th, Halifax, Canada*, pages 263–271.
- [Gunteriusen et al., 2000] Gunteriusen, T., Johnsen, H., and Lauknes, I. (2000). Radar-sat, ers and emisar for snow monitoring in mountainous areas. In *SAR workshop : CEOS Committee on Earth Observation Satellites*, volume 450, page 11.
- [Haefner and Piesbergen, 1997] Haefner, H. and Piesbergen, J. (1997). High alpine snow cover monitoring using ers-1 sar and landsat tm data. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 242 :113–118.
- [Heilig et al., 2015] Heilig, A., Mitterer, C., Schmid, L., Wever, N., Schweizer, J., Marshall, H.-P., and Eisen, O. (2015). Seasonal and diurnal cycles of liquid water in snow — measurements and modeling. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120(10) :2139–2154.
- [Jonas et al., 2009] Jonas, T., Marty, C., and Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *J. Hydrol.*, 378 :161–167.
- [Jordan, 1991] Jordan, R. (1991). A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover : Technical Documentation for SNTHERM. 89. Technical report, Cold Regions Research and Engineering Lab. Hanover NH.
- [Karbou et al., 2018] Karbou, F., Coleou, C., Lefort, M., Deschartres, M., Eckert, N., Martin, R., Charvet, G., and Dufour (2018). Monitoring avalanche debris in th french mountains using sar observations from sentinel-1 satellites. In *Proceedings of the ISSW, Innsbruck*.

- [King et al., 2018] King, J., Derksen, C., Toose, P., Langlois, A., Larsen, C., Lemmetyinen, J., March, P., Montpetit, B., Roy, A., Rutter, N., and Sturm, M. (2018). The influence of snow microstructure on dual-frequency radar measurements in a tundra environment. *Remote Sensing of Environment*.
- [Kong, 1986] Kong, J. (1986). Electromagnetic wave theory. ser. a wiley-interscience publication.
- [König et al., 2001] König, M., Winther, J.-G., and Isaksson, E. (2001). Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39(1) :1–27.
- [Koskinen et al., 1999] Koskinen, J., Metsämäki, S., Grandell, J., Jänne, S., Matikainen, L., and Hallikainen, M. (1999). Snow monitoring using radar and optical satellite data. *Remote Sens. Environ.*
- [Kuan et al., 1985] Kuan, D. T., Sawchuk, A. A., Strand, T. C., and Chavel, P. (1985). Adaptive noise smoothing filter for images with signal-dependent noise. *IEEE transactions on pattern analysis and machine intelligence*, (2) :165–177.
- [Lafaysse et al., 2017] Lafaysse, M., Cluzet, B., Dumont, M., Lejeune, Y., Vionnet, V., and Morin, S. (2017). A multiphysical ensemble system of numerical snow modelling. *The Cryosphere Discussions*, 2017 :1–42.
- [Lafaysse et al., 2013] Lafaysse, M., Morin, S., Coleou, C., Vernay, M., Serca, D., Besson, F., Willemet, J.-M., Giraud, G., and Durand, Y. (2013). Towards a new chain of models for avalanche hazard forecasting in french mountain ranges, including low altitude mountains. In *Proceedings of International Snow Science Workshop Grenoble–Chamonix Mont-Blanc*, pages 162–166. CEN.
- [Langlois et al., 2012] Langlois, A., Royer, A., Derksen, C., Montpetit, B., Dupont, F., and Goïta, K. (2012). Coupling the snow thermodynamic model snowpack with the microwave emission model of layered snowpacks for subarctic and arctic snow water equivalent retrievals. *Water Resources Research*, 48(12).
- [Lee, 1981] Lee, J.-S. (1981). Refined filtering of image noise using local statistics. *Computer graphics and image processing*, 15(4) :380–389.
- [Lee et al., 1991] Lee, J.-S., Grunes, M. R., and Mango, S. A. (1991). Speckle reduction in multipolarization, multifrequency sar imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 29(4) :535–544.
- [Lee and Pottier, 2009] Lee, J.-S. and Pottier, E. (2009). *Polarimetric radar imaging : from basics to applications*. CRC press.

- [Lemmetyinen et al., 2016] Lemmetyinen, J., Kontu, A., Pulliainen, J., Vehviläinen, J., Rautiainen, K., Wiesmann, A., Mätzler, C., Werner, C., Rott, H., Nagler, T., Schneebeli, M., Proksch, M., Schüttemeyer, D., Kern, M., and Davidson, M. W. J. (2016). Nordic snow radar experiment. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 5(2) :403–415.
- [Lemmetyinen et al., 2010] Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Rees, A., Kontu, A., Qiu, Y., and Derksen, C. (2010). Multiple-layer adaptation of hut snow emission model : Comparison with experimental data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(7) :2781–2794.
- [Libbrecht, 2005] Libbrecht, K. G. (2005). The physics of snow crystals. *Rep. Prog. Phys.*, 68 :855–895.
- [Longepe et al., 2009] Longepe, N., Allain, S., Ferro-Famil, L., Pottier, E., and Durand, Y. (2009). Snowpack characterization in mountainous regions using c-band sar data and a meteorological model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 47(2) :406 – 418.
- [Macelloni et al., 2001] Macelloni, G., Paloscia, S., Pampaloni, P., and Tedesco, M. (2001). Microwave emission from dry snow : A comparison of experimental and model results. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(12) :2649–2656.
- [Magagi and Bernier, 2003] Magagi, R. and Bernier, M. (2003). Optimal conditions for wet snow detection using radarsat sar data. *Remote Sens. Environ.*, 84 :221–233.
- [Mankin et al., 2015] Mankin, J. S., Viviroli, D., Singh, D., Hoekstra, A. Y., and Diefenbaugh, N. S. (2015). The potential for snow to supply human water demand in the present and future. *Environmental research letters*, 10(11) :114016.
- [Marbouty and Pahaut, 1981] Marbouty, D. and Pahaut, E. (1981). La neige : formation et évolution. Technical report, Neige et Avalanches.
- [Marino, 2010] Marino, A. (2010). New target detector based on geometrical perturbation filters for polarimetric synthetic aperture radar (pol-sar).
- [Marti et al., 2016] Marti, R., Gascoin, S., Berthier, E., Pinel, M. d., Houet, T., and Laffly, D. (2016). Mapping snow depth in open alpine terrain from stereo satellite imagery. *The Cryosphere*, 10(4) :1361–1380.
- [Masson et al., 2013] Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P.,

- Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. (2013). The surfexv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960.
- [Massonnet and Souyris, 2008] Massonnet, D. and Souyris, J.-C. (2008). *Imaging with synthetic aperture radar*. EPFL press.
- [Matzler, 1994] Matzler, C. (1994). Passive microwave signatures of landscapes in winter. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54 :241–260.
- [Mätzler, 1998] Mätzler, C. (1998). Improved born approximation for scattering of radiation in a granular medium. *Journal of Applied Physics*, 83(11) :6111–6117.
- [Matzler, 2002] Matzler, C. (2002). Relation between grain-size and correlation length of snow. *J. Glaciol.*, 48 :162.
- [Matzler and Rosenkranz, 2007] Matzler, C. and Rosenkranz, P. W. (2007). Dependence of microwave brightness temperature on bistatic surface scattering : Model functions and application to amsu-a. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(7) :2130–2138.
- [Mätzler and Wiesmann, 1999] Mätzler, C. and Wiesmann, A. (1999). Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow. *Remote Sensing of Environment*, 70(3) :317–325.
- [Mironov et al., 2009] Mironov, V. L., Kosolapova, L. G., and Fomin, S. V. (2009). Physically and mineralogically based spectroscopic dielectric model for moist soils. *IEEE T. Geosci Remote*, 47(7) :2059–2070.
- [Mognard, 2003] Mognard, N. (2003). Snow cover dynamics. *Arctic Environmental Variability in the Context of Global Change*, eds Bobylev, LP, K. Kondratyev, and OM Johannessen, Springer-Verlag, Berlin.
- [Montpetit et al., 2013] Montpetit, B., Royer, A., Roy, A., Langlois, A., and Derksen, C. (2013). Snow microwave emission modeling of ice lenses within a snowpack using the microwave emission model for layered snowpacks. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 51 :4705–4717.
- [Moreira et al., 2013] Moreira, A., Prats-Iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., and Papathanassiou, K. P. (2013). A tutorial on synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and remote sensing magazine*, 1(1) :6–43.

- [Nagler and Rott, 2000] Nagler, T. and Rott, H. (2000). Retrieval of wet snow by means of multitemporal sar data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38 :754 – 765.
- [Nagler et al., 2016] Nagler, T., Rott, H., Ripper, E., Bippus, G., and Hetzenecker, M. (2016). Advancements for snowmelt monitoring by means of sentinel-1 sar. *Remote Sensing*, 8(4).
- [Nitu et al., 2018] Nitu, R., Roulet, Y.-A., Wolff, M., Earle, M., Reverdin, A., Smith, C., Kochendorfer, J., Morin, S., Rasmussen, R., Wong, K., Alastrué, J., Arnold, L., Baker, B., Buisán, S., Collado, J., Colli, M., Collins, B., Gaydos, A., Hannula, H.-R., Hoover, J., Joe, P., Kontu, A., Laine, T., Lanza, L., Lanzinger, E., Lee, G., Lejeune, Y., Leppänen, L., Mekis, E., Panel, J.-M., Poikonen, A., Ryu, S., Sabatini, F., Theriault, J., Yang, D., Genthon, C., van den Heuvel, F., Hirasawa, N., Konishi, H., Nishimura, K., and Senese, A. (2018). Wmo solid precipitation intercomparison experiment (spice) (2012 - 2015).
- [Noilhan and Planton, 1989] Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, 117(3) :536–549.
- [Nolin, 2010a] Nolin, A. W. (2010a). Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 56(200) :1141–1150.
- [Nolin, 2010b] Nolin, A. W. (2010b). Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 56(200) :1141–1150.
- [Pahaut, 1975] Pahaut, E. (1975). Les cristaux de neige et leur métamorphose. *Mono-graphie n 96 de la Météorologie Nationale*.
- [Pahaut and Sergent, 1991] Pahaut, E. and Sergent, C. (1991). La neige-formation et evolution. *Centre National de Recherches Météorologiques, Centre d'Etudes de la Neige, St Martin D'Hères*.
- [Phan et al., 2014] Phan, X. V., Ferro-Famil, L., Gay, M., Durand, Y., Dumont, M., Morin, S., Allain, S., D'Urso, G., and Girard, A. (2014). 1d-var multilayer assimilation of x-band sar data into a detailed snowpack model. *The Cryosphere*, 8(5) :1975–1987.
- [Picard et al., 2013] Picard, G., Brucker, L., Roy, A., Dupont, F., Fily, M., Royer, A., and Harlow, C. (2013). Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the dense media radiative transfer theory : Dmrt-ml model. *Geoscientific Model Development*.

- [Picard et al., 2018] Picard, G., Sandells, M., and Löwe, H. (2018). Smrt : an active–passive microwave radiative transfer model for snow with multiple microstructure and scattering formulations (v1.0). *Geosci. Model Devel.*, 11(7) :2763–2788.
- [Pomeroy and Gray, 1995] Pomeroy, J. and Gray, D. (1995). Snow accumulation, relocation and management. Technical Report 7, National Hydrology Research Institute Science. Environnement Canada.
- [Proksch et al., 2015] Proksch, M., Mätzler, C., Wiesmann, A., Lemmetyinen, J., Schwank, M., Löwe, H., and Schneebeli, M. (2015). Memls3&a : Microwave emission model of layered snowpacks adapted to include backscattering. *Geosci. Model Dev.*, 8 :2611–2626.
- [Pulliainen, 2006] Pulliainen, J. (2006). Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sens. Environ.*, 101(2) :257–269.
- [Pulliainen et al., 1999] Pulliainen, J. T., Grandell, J., and Hallikainen, M. (1999). Hut snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- [Rees et al., 2010] Rees, A., Lemmetyinen, J., Derksen, C., Pulliainen, J., and English, M. (2010). Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra. *Remote Sensing of Environment*, 114(1) :116–126.
- [Revuelto et al., 2018] Revuelto, J., Lecourt, G., Lafaysse, M., Zin, I., Charrois, L., Vionnet, V., Dumont, M., Rabatel, A., Six, D., Condom, T., Morin, S., Viani, A., and Sirguey, P. (2018). Multi-criteria evaluation of snowpack simulations in complex alpine terrain using satellite and in situ observations. *Remote Sensing*, 10(8).
- [Revuelto et al., 2016] Revuelto, J., Vionnet, V., Lopez-Moreno, J.-I., Lafaysse, M., and Morin, S. (2016). Combining snowpack modeling and terrestrial laser scanner observations improves the simulation of small scale snow dynamics. *J. Hydrol.*, 533 :291 – 307.
- [Rott and Davis, 1993] Rott, H. and Davis, R. E. (1993). Multifrequency and polarimetric sar observations on alpine glaciers. *Annals of Glaciology*, 17 :98–104.
- [Rott and Mätzler, 1987] Rott, H. and Mätzler, C. (1987). Possibilities and limits of synthetic aperture radar for snow and glacier surveying. *Annals of Glaciology*, 9.
- [Rott et al., 2010] Rott, H., Yueh, S. H., Cline, D. W., Duguay, C., Essery, R., Haas, C., Heliere, F., Kern, M., Macelloni, G., Malnes, E., et al. (2010). Cold regions hydrology

- high-resolution observatory for snow and cold land processes. *Proceedings of the IEEE*, 98(5) :752–765.
- [Schreier, 1993] Schreier, G., editor (1993). *SAR Geocoding : data and systems*. Wichmann Verlag, Karlsruhe.
- [Schwank et al., 2014] Schwank, M., Rautiainen, K., Mätzler, C., Stähli, M., Lemmetyinen, J., Pulliainen, J., Vehviläinen, J., Kontu, A., Ikonen, J., Ménard, C. B., et al. (2014). Model for microwave emission of a snow-covered ground with focus on I band. *Remote sensing of environment*, 154 :180–191.
- [Shi and Dozier, 1992] Shi, J. and Dozier, J. (1992). Radar backscattering response to wet snow. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1992. IGARSS'92. International*, volume 2, pages 927–929. IEEE.
- [Shi and Dozier, 1995] Shi, J. and Dozier, J. (1995). Inferring snow wetness using c-band data from sir-c's polarimetric synthetic aperture radar. *IEEE T. Geosci Remote*, 33(4).
- [Shi and Dozier, 1997] Shi, J. and Dozier, J. (1997). Mapping seasonal snow with sir-c/x-sar in mountainous areas. *Remote Sensing of Environment*, 59(2) :294 – 307. Spaceborne Imaging Radar Mission.
- [Simpkins, 2018] Simpkins, G. (2018). Snow-related water woes. *Nature Climate Change*, 8(11) :945.
- [Skiles et al., 2018] Skiles, S. M., Flanner, M., Cook, J. M., Dumont, M., and Painter, T. H. (2018). Radiative forcing by light-absorbing particles in snow. *Nature Climate Change*, page 1.
- [Snehmani et al., 2015] Snehmani, Singh, M. K., Gupta, R., Bhardwaj, A., and Joshi, P. K. (2015). Remote sensing of mountain snow using active microwave sensors : a review. *Geocarto International*, 30(1) :1–27.
- [Solberg et al., 2004] Solberg, R., Amlien, J., Koren, H., Eikvil, L., Malnes, E., and Storvold, R. (2004). Multi-sensor and time-series approaches for monitoring of snow parameters. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS'04. Proceedings. 2004 IEEE International*, volume 3, pages 1661–1666. IEEE.
- [Spandre et al., 2016] Spandre, P., François, H., George-Marcelpoil, E., and Morin, S. (2016). Panel based assessment of snow management operations in french ski resorts. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*.

- [Spandre et al., 2015] Spandre, P., Francois, H., Morin, S., and George-Marcelpoil, E. (2015). Snowmaking in the french alps. climatic context, existing facilities and outlook. *Revue de Geographie Alpine-Journal of Alpine Research*, 103(2).
- [Stogryn, 1986] Stogryn, A. (1986). A study of the microwave brightness temperature of snow from the point of view of strong fluctuation theory. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (2) :220–231.
- [Sun et al., 2015] Sun, S., Che, T., Wang, J., Li, H., Hao, X., Wang, Z., and Wang, J. (2015). Estimation and analysis of snow water equivalents based on c-band sar data and field measurements. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 47(2) :313–326.
- [Surdyk and Fily, 1995] Surdyk, S. and Fily, M. (1995). Results of a stratified snow emissivity model based on the wave approach : application to the antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C5) :8837–8848.
- [Techel and Pielmeier, 2010a] Techel, F. and Pielmeier, C. (2010a). Point observations of liquid water content in natural snow - investigating methodical, spatial and temporal aspects. *The Cryosphere Discuss.*, 4 :1967–2011.
- [Techel and Pielmeier, 2010b] Techel, F. and Pielmeier, C. (2010b). Point observations of liquid water content in natural snow - investigating methodical, spatial and temporel aspects. *The Cryosphere Discuss.*, 4 :1967–2011.
- [Tedesco and Kim, 2006] Tedesco, M. and Kim, E. J. (2006). Intercomparison of electromagnetic models for passive microwave remote sensing of snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(10) :2654–2666.
- [Tomiyasu, 1978] Tomiyasu, K. (1978). Tutorial review of synthetic-aperture radar (sar) with applications to imaging of the ocean surface. *Proceedings of the IEEE*, 66(5) :563–583.
- [Torres et al., 2017] Torres, R., Lokas, S., Di Cosimo, G., Geudtner, D., and Bibby, D. (2017). Sentinel 1 evolution : Sentinel-1c and-1d models. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2017 IEEE International*, pages 5549–5550. IEEE.
- [Tsang et al., 1985] Tsang, L., Kong, J. A., and Shin, R. T. (1985). *Theory of microwave remote sensing*. United States.
- [Tsang et al., 2007] Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., Cline, D. W., and Tan, Y. (2007). Modeling active microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer (dmrt) theory with multiple-scattering effects. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.

- [Ulaby et al., 1982] Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. (1982). *Microwave remote sensing : Active and passive. Volume 2-Radar remote sensing and surface scattering and emission theory.*
- [Ulaby et al., 1986] Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. (1986). Microwave dielectric properties of natural earth materials. *Microwave remote sensing*, 3 :2017–2027.
- [Ulaby et al., 1981] Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1981). *Microwave remote sensing : active and passive. Volume 1. Microwave remote sensing fundamentals and radiometry.*
- [Ulaby et al., 1984] Ulaby, F. T., Stiles, W. H., and AbdelRazik, M. (1984). Snowcover influence on backscattering from terrain. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, (2) :126–133.
- [Verfaillie et al., 2018] Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., Lejeune, Y., and Morin, S. (2018). Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the chartreuse mountain range, northern french alps. *The Cryosphere*, 12(4) :1249–1271.
- [Vionnet et al., 2012] Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Moigne, P. L., and Willemet, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model. Dev.*, 5 :773–791.
- [Vionnet et al., 2016] Vionnet, V., Dombrowski-Etchevers, I., Lafaysse, M., Quenot, L., Seity, Y., and Bazile, E. (2016). Numerical weather forecasts at kilometer scale in the french alps : Evaluation and application for snowpack modeling. *J. Hydrometeorol.*, 17(10) :2591–2614.
- [Waldner et al., 2004] Waldner, P., Schneebeli, M., Schultze-Zimmermann, U., and Flüeler, H. (2004). Effect of snow structure on water flow and solute transport. *Hydrological Processes*, 18 :1271–1290.
- [Walter et al., 2005] Walter, M. T., Brooks, E. S., McCool, D. K., King, L. G., Molnau, M., and Boll, J. (2005). Process-based snowmelt modeling : does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, 300(1-4) :65–75.
- [Wegmüller and Mätzler, 1999] Wegmüller, U. and Mätzler, C. (1999). Rough bare soil reflectivity model. *IEEE T. Geosci Remote*, 37(3) :1391–1395.
- [Wever et al., 2014] Wever, N., Jonas, T., Fierz, C., and Lehning, M. (2014). Model simulations of the modulating effect of the snow cover in a rain-on-snow event. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18 :4657–4669.

- [Wever et al., 2016] Wever, N., Vera Valero, C., and Fierz, C. (2016). Assessing wet snow avalanche activity using detailed physics based snowpack simulations. *Geophysical Research Letters*, 43(11) :5732–5740.
- [Wiesmann et al., 2000] Wiesmann, A., Fierz, C., and Mätzler, C. (2000). Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks. *Ann. Glaciol.*, 31(1) :397 – 405.
- [Wiesmann and Mätzler, 1999] Wiesmann, A. and Mätzler, C. (1999). Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sens. Environ.*, 70 :307–316.
- [Wiesmann et al., 1998] Wiesmann, A., Mätzler, C., and Weise, T. (1998). Radiometric and structural measurements of snow samples. *Radio Science*, 33(2) :273–289.
- [Wiscombe and Warren, 1980] Wiscombe, W. J. and Warren, S. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I : Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, 37(12) :2712 – 2733.