



HAL
open science

Apport de l'Imagerie SAR Satellitaire en Bandes L et C pour la Caractérisation du Couvert Neigeux.

Nicolas Longépé

► **To cite this version:**

Nicolas Longépé. Apport de l'Imagerie SAR Satellitaire en Bandes L et C pour la Caractérisation du Couvert Neigeux.. Sciences de l'ingénieur [physics]. Université Rennes 1, 2008. Français. NNT : . tel-00367960

HAL Id: tel-00367960

<https://theses.hal.science/tel-00367960>

Submitted on 13 Mar 2009

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.

N° d'ordre : 3865

Thèse

présentée devant
l'UNIVERSITÉ DE RENNES I

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Rennes I

Mention : *Traitement du Signal et Télécommunications*

par
Nicolas LONGÉPÉ

Équipe d'accueil : Institut d'Electronique et de Télécommunications de Rennes

École doctorale : Matisse

Composante universitaire : UFR Structure et Propriétés de la Matière

Apport de l'Imagerie SAR Satellitaire en Bandes L et C pour la Caractérisation du Couvert Neigeux

Soutenue le 17 Décembre 2008 devant la commission d'examen

Composition du jury

Président du jury

Helmut Rott

Professeur – Université d'Innsbruck, Autriche

Rapporteurs

Monique Bernier

Professeur – INRS ETE, Canada

Emmanuel Trouvé

Professeur – Université de Savoie, Annecy

Examineurs

Walid Tabbara

Professeur – Université Pierre et Marie Curie, Paris VI

Sophie Allain-Bailhache

Maître de Conférences – Université de Rennes I

Directeur de thèse

Eric Pottier

Professeur – Université de Rennes I

*– A Lucile –
Ce que j'ai de plus cher au monde
Merci pour tout*

Remerciements

Je remercie tout d'abord mon directeur de thèse, Monsieur le Professeur Eric Pottier, pour son soutien inestimable, la confiance qu'il m'a témoignée ainsi que pour ses réponses toujours pleines de bon sens. Au delà de ses qualités scientifiques et pédagogiques hors normes, ses qualités humaines resteront un modèle pour moi.

Mes remerciements s'adressent aussi à mon encadrante Madame Sophie Allain pour le temps qu'elle a su me consacrer malgré un emploi du temps parfois bien compliqué. Son perfectionnisme et sa patience ont été de précieux atouts lors des moments clés qui ont jalonné ces trois dernières années.

Je suis tout particulièrement honoré de la présence de Monsieur le Professeur Helmut Rott à ce jury. Je le remercie vivement de l'intérêt qu'il a porté à cette étude. Je remercie aussi Madame la Professeure Monique Bernier et Monsieur le Professeur Emmanuel Trouvé pour avoir accepté d'être rapporteurs de ces travaux, ainsi que Monsieur le Professeur Walid Tabbara pour ses remarques pertinentes. Merci à tous pour vos commentaires avisés lors de la soutenance.

Merci aussi à Monsieur Yves Durand et le personnel du CEN pour leur gentillesse et pour l'ensemble des données Crocus fourni lors de cette thèse. Du côté des Alpes, je n'oublie pas Monsieur Michel Gay pour l'opportunité qu'il m'a donnée de participer à la campagne de mesures à Argentière en Octobre 2006.

Mes remerciements s'adressent ensuite aux différents membres de l'équipe SAPHIR pour leur bonne humeur quotidienne. Que ce soit Laurent, Stéphane, Shaharyar, Sang-Eun, Eric, Joëlle, Stefan, Paul, Sophie, Olivier, Frank, Sandrine, Stéphane, Maxim, Yué, Marco ou Frédéric, ils ont tous contribué à rendre mes journées à l'IETR à la fois enrichissantes et agréables. Je n'oublierai pas le soutien de Stéphane, Sandrine et Joëlle.

J'ai aussi apprécié la possibilité de réaliser cette troisième année à JAXA. Je tiens à remercier chaleureusement Shimada-san pour son accueil au sein de son équipe. J'en profite pour remercier Messieurs Isoguchi, Paï, Ohki, Ohta, Tadono, Miyagi et Mademoiselle Okano pour leur aide, gentillesse et patience.

Enfin, j'ai une pensée pour l'ensemble de mes amis, ceux du BS3 ainsi que pour ma famille. Leur soutien, amitié et amour ont été des éléments essentiels à l'accomplissement de ce travail.

Table des matières

Table des matières	v
Notations	ix
Acronymes	xi
Introduction	1
Contexte général de l'étude	1
État de l'art sur la télédétection SAR du couvert neigeux	2
Présentation des données	2
Organisation de l'étude	3
Bibliographie	5
1 Polarimétrie SAR : Atouts et Limitations pour l'Observation d'Environnements Naturels	7
1.1 Potentiels des capteurs SAR	8
1.1.1 Résolutions des radars à synthèse d'ouverture	9
1.1.1.1 Résolution en distance	10
1.1.1.2 Résolution en azimut	10
1.1.2 Réflectivité de la scène	11
1.1.2.1 Cas d'une cible ponctuelle	11
1.1.2.2 Cas des cibles distribuées	12
1.2 Limitations des systèmes SAR	13
1.2.1 Réflectivité de la scène et statistiques de l'image SAR	14
1.2.1.1 Statistiques de l'amplitude complexe	14
1.2.1.2 Statistiques de l'amplitude, de la phase et de l'intensité	15
1.2.1.3 Speckle et moyenne incohérente	15
1.2.2 Calibration des données	17
1.2.2.1 Coefficient de rétrodiffusion normalisé σ^0 et performance	17
1.2.2.2 Déformations géométriques	18
1.3 Introduction à la polarimétrie Radar	22
1.3.1 Polarisation de l'onde EM	22
1.3.1.1 Vecteur de Jones et ondes totalement polarisées	22
1.3.1.2 Vecteur de Stokes et ondes partiellement polarisées	23
1.3.2 Représentations polarimétriques de cibles	25
1.3.2.1 Représentation matricielle/vectorielle de cible pure	25
1.3.2.2 Signature de cible canonique	26

1.3.2.3	Représentations polarimétriques de cibles distribuées	27
1.4	Caractérisation d'environnements naturels avec la polarimétrie SAR	28
1.4.1	Théorèmes de décomposition polarimétrique	28
1.4.1.1	Approche phénoménologique	29
1.4.1.2	Décomposition basée sur un modèle de diffusion	30
1.4.1.3	Décomposition mathématique en valeurs/vecteurs propres	33
1.4.2	Classification de données SAR polarimétriques	35
1.4.2.1	Classification non-supervisée $H - \bar{\alpha}$	36
1.4.2.2	Classification supervisée par maximum de vraisemblance	37
Conclusion	40
Bibliographie	41
2	Caractérisation du Couvert Neigeux	45
2.1	Variabilité du manteau neigeux	46
2.1.1	Influence du vent sur le dépôt	47
2.1.2	Métamorphisme et stratigraphie	47
2.1.2.1	Cas de la neige sèche	47
2.1.2.2	Cas de la neige humide	48
2.2	Modélisation du couvert neigeux à l'aide de données météorologiques	49
2.2.1	Spatialisation des données : le modèle SAFRAN	50
2.2.2	Evolution du manteau neigeux : le modèle Crocus	50
2.3	Définitions et paramètres descriptifs du couvert neigeux	52
2.3.1	Paramètres élémentaires	53
2.3.1.1	Humidité, densité et porosité	53
2.3.1.2	Taille et forme des particules	53
2.3.2	Modélisation de la texture de la neige	54
2.3.2.1	Particules impénétrables et texture	54
2.3.2.2	Fonction de distribution de paire	55
2.3.2.3	Fonction de corrélation et longueur de corrélation	56
2.3.2.4	Cas de la neige humide	57
2.3.3	Modélisation mathématique de la neige humide dans le régime pen- dulaire	58
2.3.3.1	Anneaux pendulaires	58
2.3.3.2	Généralisation	59
2.3.3.3	Agrégats de particules	60
Conclusion	62
Bibliographie	63
3	Modélisation de la Rétrodiffusion Électromagnétique du Manteau Nei- geux	65
3.1	Diffusion d'une particule sous l'approximation de Rayleigh	66
3.1.1	Notions préliminaires	66
3.1.2	Coefficients d'extinction et d'absorption	68
3.1.3	Extinction et absorption des anneaux pendulaires	69
3.2	Diffusion électromagnétique d'un milieu hétérogène dense	71
3.2.1	Diffusion indépendante d'un ensemble de particules	71
3.2.1.1	Transfert radiatif scalaire et vectoriel	71

3.2.1.2	Matrices d'extinction et de phase	72
3.2.1.3	Limitations de la diffusion indépendante	74
3.2.2	Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire discret	74
3.2.2.1	Polarisation et formule de Polder Van Santen	75
3.2.2.2	Diffusion cohérente pour les milieux denses	76
3.2.2.3	Autre modèle de diffusion	78
3.2.3	Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire continu	78
3.2.3.1	Cas des fluctuations faibles	78
3.2.3.2	Cas des fluctuations fortes	79
3.3	Application à un couvert neigeux mono-couche	82
3.3.1	Implémentation du transfert radiatif	82
3.3.1.1	Méthode itérative	83
3.3.1.2	Solution à l'ordre un	83
3.3.1.3	Contribution du sol dans la rétrodiffusion EM	84
3.3.1.4	Propriétés diélectriques de la neige	85
3.3.2	Analyse de la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux	86
3.3.2.1	Influence du capteur SAR dans le cas de la neige sèche	86
3.3.2.2	Influence des paramètres du manteau neigeux	88
3.3.2.3	Etude de sensibilité/incertitude en bande C	91
3.4	Application à un couvert neigeux multi-couches	94
3.4.1	Implémentation du modèle EM multi-couches	94
3.4.2	Intérêts de l'approche multi-couches en bande C	95
3.4.3	Validation et optimisation du modèle EM multi-couches	97
3.4.3.1	Validation à l'aide de profils stratigraphiques	98
3.4.3.2	Optimisation de la texture de la neige	98
	Conclusion	101
	Bibliographie	102
4	Caractérisation du Couvert Neigeux Alpin en Bande C	105
4.1	Géo-référencement	106
4.1.1	Estimation de la position du capteur SAR	107
4.1.2	Projection dans le plan radar et optimisation	109
4.1.3	Validation de la méthodologie	110
4.2	Cartographie de la neige humide par les méthodes classiques	110
4.2.1	Cartographie de la neige humide à partir de données SAR	110
4.2.2	Comparaison avec l'estimation de Crocus	113
4.3	Simulation de la rétrodiffusion électromagnétique du couvert neigeux	115
4.3.1	Estimation des caractéristiques du milieu sous-jacent	115
4.3.1.1	Modèle simplifié de Oh	116
4.3.1.2	Applications aux données ASAR/ENVISAT	117
4.3.2	Couplage du modèle EM multi-couches avec les profils Crocus	119
4.4	Réorganisation spatiale des profils Crocus	120
4.4.1	Détection des pixels/profils valides	121
4.4.2	Détermination du profil optimal	121
4.4.2.1	Sélection géographique de profils candidats	121
4.4.2.2	Pertinence polarimétrique des profils candidats	122
4.4.2.3	Estimation du profil le plus adapté	123

4.4.3	Pixels problématiques	123
4.4.4	Résultats	124
4.5	Estimation de la variabilité spatiale de la neige	126
4.5.1	Discussions préliminaires	126
4.5.2	Cartographie de la Teneur en Eau Liquide	127
	Conclusion	128
	Bibliographie	131
5	Caractérisation de l'État de la Cryosphère en Bande L	133
5.1	Etude de la réponse polarimétrique de champs agricoles enneigés	134
5.1.1	Présentation des données disponibles	134
5.1.2	Analyse des données polarimétriques PALSAR	136
5.1.3	Modélisation de la réponse polarimétrique d'un couvert neigeux sur un sol gelé en bande L	138
5.1.3.1	Estimation des caractéristiques du sol nu	138
5.1.3.2	Simulation de la réponse EM polarimétrique	141
5.1.4	Inversion de l'humidité résiduelle du sol par statistiques χ^2	141
5.2	Détection de Milieux Naturels Enneigés par apprentissage statistique	143
5.2.1	Introduction aux Machines à Vecteurs Supports	144
5.2.2	Détection du couvert neigeux en bande L à l'aide de données pola- rimétriques multi-temporelles	145
5.2.2.1	Méthodologie	145
5.2.2.2	Résultats	146
5.2.2.3	Stabilité de la méthode	150
	Conclusion	151
	Bibliographie	152
	Conclusions et perspectives	155
	Annexe	159
A	Convention des systèmes de coordonnées	161
B	Formules empiriques de la permittivité de la neige	163
C	Modélisation de la rétrodiffusion électromagnétique d'un sol rugueux	165

Notations

Imagerie Radar

Altitude du radar	H
Coefficient de rétrodiffusion normalisé	σ^0
Déphasage liée à la réflexion sur un diffuseur	ϕ_{obj}
Distance radar-scène	r_0
Distribution de Dirac bi-dimensionnelle	$\delta(.,.)$
Durée des pulsations d'émission	τ_p
Fréquence porteuse d'émission	f_c
Ouverture angulaire de l'antenne en azimut	ϕ_a
Position d'une cible sur l'axe azimut	x
Position d'une cible sur l'axe distance	r
Résolution en azimut	δ_a
Résolution en distance	δ_r
Section Efficace Radar (SER) d'un diffuseur	σ
Taux de modulation	β

Electromagnétisme et Polarisation

Champ électrique	E
Etat de la polarisation de l'onde : Ellipticité	τ
Etat de la polarisation de l'onde : Orientation	ϕ
Matrice de Cohérence	T
Matrice de Covariance	C
Matrice de Mueller	M
Matrice de Sinclair	S
Nombre d'onde	k
Polarisations	p, q
Pulsation de l'onde	ω
Vecteur cible	k
Vecteur de Stokes	g

Couvert Neigeux

Dendricité des particules de glace par Crocus	d_{cr}
Densité de la neige	ρ_{neige}
Diamètre optique des particules de glace par Crocus	d_{ocr}
Distance inter-particules pour anneaux pendulaires	d
Fonction de corrélation radiale pour la texture	$R(r)$
Fonction de distribution de paire	g
Fraction volumique d'eau liquide	f_{eau}
Fraction volumique de glace	f_{glace}
Porosité	ϕ
Rayon des particules de glaces	r_{glace}
Rayon d'une particule quelconque	r_{part}
Sphéricité des particules de glace par Crocus	s_{cr}

Diffusion EM d'un milieu aléatoire

Champ moyen dans un milieu	$\bar{\mathbf{E}}$
Coefficient de diffusion d'une particule	σ_s
Coefficient de diffusion d'un milieu	κ_s
Coefficient d'extinction	κ_e
Fluctuations de permittivité d'un milieu	$\xi(\mathbf{r})$
Matrice de phase	\mathbf{P}
Matrice d'extinction	\mathbf{Ke}
Moment dipolaire d'une particule	\mathbf{p}
Nombre de particules par unité de volume	n_{part}
Permittivité diélectrique dans le vide	ϵ_0
Permittivité diélectrique d'une particule	ϵ_{part}
Permittivité diélectrique effective	ϵ_{eff}
Polarisabilité	α
Polarisation moyenne des particules	$\bar{\mathbf{P}}$
Variance des fluctuations de permittivité	$\delta\xi$
Volume élémentaire d'une particule	v_{part}

Acronymes

Advanced Synthetic Aperture Radar	ASAR
Advanced Land Observing Satellite	ALOS
Backward Scattering Alignment	BSA
Coherent Potential	CP
Dense Medium Radiative Transfer	DMRT
Electromagnétisme/Electromagnétique	EM
Environmental Satellite	ENVISAT
Equivalent en Eau de la Neige	EEN
Equivalent Number of Looks	ENL
Forward Scattering Alignment	FSA
Ground Control Point	GCP
Integral Equation Model	IEM
Japan Aerospace Exploration Agency	JAXA
Microwave Emission Model of Layered Snowpacks	MEMLS
Modèle Expert de Prévision du Risque d'Avalanches	MEPRA
Modèle Numérique de Terrain	MNT
Near Slant Range	NSR
QuasiCrystalline Approximation	QCA
Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar	PALSAR
Root Mean Squared Error	RMSE
Radar à Synthèse d'Ouverture	RSO
Signal-to-Noise Ratio	SNR
Spaceborne Imaging Radar C-Band	SIR-C
Strong Fluctuation Theory	SFT
Support Vecteur Machine	SVM
Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige	SAFRAN
Synthetic Aperture Radar	SAR
Teneur en Eau Liquide	TEL
Universal Transverse Mercator	UTM
World Geodetic System	WGS

Introduction

Contexte Général de l'Etude

Le terme “cryosphère” provient du mot grecque “kryos” signifiant froid. Il décrit d’une manière générale l’ensemble de la surface terrestre où l’eau est dans sa forme solide, ce qui inclue les mers, lacs et rivières glacés, le couvert neigeux, les glaciers, les calottes glacières, les plaques de glace et les sols gelés. La cryosphère est un élément fondamental pour notre système climatique tant ses interactions sont importantes avec les flux d’humidité et d’énergie, les nuages, les précipitations ou les circulations océaniques et atmosphériques. Du fait que la cryosphère joue un rôle primordial dans l’équilibre climatique, elle est un indicateur des évolutions climatiques actuelles. Le groupe intergouvernemental d’experts sur l’évolution du climat (GIEC) confirme en 2007 que le changement climatique provoquera dans les années à venir une nette réduction des glaciers et de la couverture neigeuse [GIEC 07]. Cela multipliera les inondations, perturbera les ressources en eau, les écosystèmes et les ressources économiques dans de nombreuses régions. Bien que des observations terrestres, maritimes et aériennes de la cryosphère s’effectuent depuis des dizaines d’années, elles ne permettent pas d’étudier les évolutions de ce milieu à l’échelle globale.

D’un autre côté, la télédétection de l’environnement terrestre a connu un développement majeur depuis quelques décennies avec l’apparition des premiers radars imageurs de l’agence spatiale américaine (National Aeronautics and Space Administration - NASA) tels que Seasat en 1978, SIR-A et SIR-B en 1984. Par la suite, les agences spatiales européenne (ESA), japonaise (JAXA) et canadienne (CSA) ont lancé successivement les radars ERS-1, JERS-1 et Radarsat en 1991, 1992 et 1995. Ces capteurs SAR (de l’anglais Synthetic Aperture Radar) embarqués à bord de navettes ou de satellites ont un champ de vision qui permet d’observer des grandes surfaces avec une résolution de l’ordre de la dizaine de mètres. Afin d’augmenter les possibilités d’analyse des milieux observés, des systèmes SAR ont été conçus pour tenir compte de l’état de polarisation de l’onde EM. La mission du capteur SIR-C à bord de la navette Endeavour en 1994 a réellement permis l’essor d’une nouvelle théorie de la physique du radar : la polarimétrie.

L’étude présentée dans ce document concerne donc la télédétection de la cryosphère et plus particulièrement celle du couvert neigeux saisonnier à l’aide de données SAR polarimétriques. Au delà de sa résolution métrique, cette technologie présente aussi l’avantage de pouvoir observer des zones difficilement accessibles quasi-indépendamment de la couverture nuageuse ou de la luminosité. Ce point est un atout non négligeable par rapport à l’imagerie optique pour la télédétection du couvert neigeux. La nébulosité moyenne atteint en effet près de 70% en hiver pour certaines régions du nord de l’Europe avec un raccourcissement important de la durée du jour avec la latitude.

État de l'Art sur la Télédétection SAR du Couvert Neigeux

Les caractéristiques des données acquises par les capteurs SAR sont liées aux propriétés du couvert neigeux, permettant alors l'extraction de certaines propriétés de la neige. Dans les domaines de fréquence des capteurs SAR satellitaires actuelles (bande L à 1.3 GHz, bande C à 5.3 GHz ou bande X à 9.7 GHz), la caractérisation du couvert neigeux n'est cependant pas aisée et nombreuses méthodes ont été testées [Hallikainen 01]. Ce paragraphe présente l'état de l'art sur la télédétection du couvert neigeux à l'aide de données SAR en bande L et C.

Avant de pouvoir caractériser le couvert neigeux, il convient au préalable d'étudier et de comprendre les interactions des ondes électromagnétiques (EM) avec la neige. Le comportement diélectrique de la neige varie en effet en fonction de nombreux paramètres tels que la densité, la taille des particules de glace ou la proportion d'eau liquide [Hallikainen 86] [Mätzler 96]. La théorie du Transfert radiatif est la méthode la plus répandue pour estimer la rétrodiffusion EM d'un milieu constitué d'un ensemble de particules indépendantes [Tsang 85]. Cependant, la neige est un milieu dense où les particules spatialement corrélées engendrent des phénomènes de diffusion cohérente. La théorie du transfert radiatif est alors modifiée en utilisant soit la théorie de la DMRT (Dense Media Radiative Transfer) soit celle de la SFT (Strong Fluctuation Theory) [Tedesco 06]. Les modèles EM les plus connus et validés à de nombreuses reprises sont le modèle HUT développé par l'Université Technologique d'Helsinki [Pulliainen 99], le modèle basé sur la DMRT [Tsang 00] ou le modèle multi-couches MEMLS [Wiesmann 99]. Même si les effets du manteau neigeux sur la signature polarimétrique ont été montrés en bande C et X [Floricioiu 01], un important travail de modélisation est encore nécessaire afin d'estimer ces effets en polarisation croisée.

La cartographie du couvert neigeux est un problème complexe du fait de l'incertitude liée à l'humidité de la neige et au gel du sol [Khalidoune 08]. Alors que la cartographie de la neige humide peut être réalisée par un suivi temporel de la rétrodiffusion EM [Koskinen 97] [Nagler 00], la cartographie de la neige sèche est plus délicate du fait de sa transparence relative en bandes L et C. Dans ce cadre, l'apport de la polarimétrie pour la cartographie de la neige sèche semble pertinent [Martini 06].

Pour les hydrologues ou les climatologues, la connaissance des paramètres caractéristiques du couvert neigeux en période hivernale ou en période de fonte est essentielle. L'estimation de l'Equivalent en Eau de la Neige (EEN) par le biais de données SAR a été présentée dans de nombreuses études réalisées à l'échelle locale. L'EEN est par exemple estimé avec une approche multi-fréquentielles (L, C et X) [Shi 00] ou par une relation empirique avec la résistance thermique de la neige en bande C [Bernier 98]. Cependant, peu de méthodes ne semblent satisfaisantes à l'heure actuelle : l'usage de données acquises à des fréquences supérieures et l'utilisation de techniques interférométriques sont actuellement étudiés [Oveisgharan 07].

Présentation des Données

Ce thème de recherche concerne un sujet important développé au sein de l'équipe SAPHIR⁽¹⁾ de l'IETR puisqu'il a été initialisé lors de la Thèse de Doctorat de Laurent

⁽¹⁾SAR Polarimetry, Holography, Interferometry and Radargrammetry

Ferro-Famil effectuée dans le cadre du P.N.T.S (Projet National de Télédétection Spatiale) de 1997 et qu'il s'est poursuivi par la Thèse de Doctorat d'Audrey Martini, soutenue en septembre 2005 et effectuée également dans le cadre d'un P.N.T.S.(2000-2003).

La majorité des données utilisées dans cette étude a été acquise dans le cadre de ce dernier projet. Huit acquisitions du capteur ASAR/ENVISAT lancé en 2002 sont disponibles au dessus des massifs des Grandes Rousses et de l'Oisans dans les Alpes françaises (45.1°N, 6.25°E). Ces huit acquisitions dans les canaux de polarisation VV et VH couvrent la période de fonte printanière 2004 (du 16 Février au 5 Juillet). Le 8 Avril et le 13 Mai 2004, des campagnes de mesures ont eu lieu parallèlement aux acquisitions. Six profils stratigraphiques issus de ces deux campagnes seront donc utilisés pour cette étude. De part les collaborations avec le Centre d'Etudes de la Neige (Météo France), une estimation du couvert neigeux par le modèle météorologique SAFRAN/Crocus est aussi disponible pour ces huit dates. Ces estimations se présentent comme une information non négligeable sur l'état du couvert neigeux.

Par ailleurs, la dernière année de cette étude s'est déroulée à l'agence spatiale japonaise (JAXA). Dans l'optique de répondre à la problématique de la discrimination de la neige en bande L, des données acquises par le capteur PALSAR/ALOS lancé en 2006 ont été utilisées. Un site a par ailleurs été sélectionné sur l'île d'Hokkaido (44.1°N, 144.0°E) dans le nord du Japon. Ce site correspond à des champs agricoles où la rétrodiffusion EM est théoriquement plus facile à analyser par rapport à des sites alpins. Une série de huit acquisitions polarimétriques y est disponible. Une campagne de mesure a été réalisée le 15 février 2008 parallèlement à une acquisition SAR afin de vérifier certaines caractéristiques du manteau neigeux.

Organisation de l'Etude

Les travaux de recherche présentés dans ce manuscrit portent donc sur l'analyse de l'information SAR polarimétrique afin de cartographier et caractériser le manteau neigeux. Ce mémoire s'organise autour de cinq chapitres.

Le premier chapitre est consacré à une présentation des potentiels et des limitations de la polarimétrie SAR. Il est montré que l'information reçue par les capteurs SAR est liée aux caractéristiques bio- et géo-physiques du milieu observé. Cependant, de nombreux phénomènes inhérents aux mesures SAR limitent leur usage. L'acquisition de ces données en visée latérale engendre par exemple des distorsions qu'il convient de maîtriser dans le cas d'études liées aux zones montagneuses. De plus, l'opération de sommation cohérente lors de la mesure SAR entraîne l'apparition d'un bruit multiplicatif qui est susceptible de perturber l'interprétation des résultats. Les propriétés statistiques de ce bruit seront présentées ainsi que son filtrage adapté. L'étude de la réponse polarimétrique d'un environnement naturel nécessite aussi l'introduction d'un formalisme mathématique associé. Des traitements spécifiques tels que des théorèmes de décomposition sont ainsi présentés dans le cadre de cible dite "distribuée". Cette partie se termine par les applications de classification de milieux naturels qui représentent indéniablement l'application majeure de la télédétection SAR polarimétrique actuelle.

Le deuxième chapitre présente certaines caractéristiques bio- et géo-physiques du couvert neigeux essentielles à la bonne compréhension de ce manuscrit. En effet, la présentation de l'environnement naturel étudié est primordiale afin d'utiliser d'une manière réaliste les

différentes données disponibles. L'accent est porté sur la variabilité du couvert neigeux, qu'elle soit verticale ou spatiale. Le modèle SAFRAN/Crocus développé par Météo-France est alors présenté. Au delà de toute modélisation EM future, un modèle mathématique décrivant la répartition de l'eau liquide autour des particules de glace est aussi introduit.

Afin d'analyser et comprendre la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux, un modèle EM a été développé dans le cadre de ces travaux et est présenté dans le chapitre 3. Une approche méthodique est introduite dans l'optique d'implémenter un modèle réaliste permettant de prendre en compte l'ensemble des mécanismes de diffusion EM actuellement connus. Elle permet d'identifier les caractéristiques de la neige qui influencent la rétrodiffusion EM et pour lesquelles l'incertitude doit être minimale. Dans ce cadre, un modèle EM multi-couches adapté à la bande C et se basant sur la théorie de la SFT est développé, validé puis optimisé à l'aide des données ASAR/ENVISAT dans le canal co-polaire VV. Les profils stratigraphiques mesurés et les simulations météorologiques Crocus sont alors utilisés.

Le chapitre 4 est consacré à l'estimation des caractéristiques de la neige sur les milieux alpins à l'aide des données ASAR et du modèle météorologique Crocus. Tout d'abord, les méthodes classiques pour la cartographie de la neige humide sont testées et comparées avec les simulations du modèle météorologique Crocus. Il apparaît alors que ces deux méthodes possèdent certaines limitations bien différentes. Les simulations Crocus, les données ASAR et le modèle EM multi-couches sont alors combinés. Des cartographies de la Teneur en Eau Liquide permettant le suivi de la fonte printanière sont ainsi réalisées.

Le dernier chapitre traite de l'apport de la polarimétrie SAR en bande L pour la détection du couvert neigeux. La première partie s'attache à démontrer que les données PALSAR acquises sur des zones enneigées possèdent une signature EM sensible à la présence de neige. Par le biais d'un modèle EM adapté au cas de la neige sèche en bande L, des simulations EM sont réalisées dans l'optique de confirmer cette signature. Dans ce cadre, une méthode permettant de retrouver l'humidité résiduelle du sol gelé est alors réalisée. Finalement, des techniques de classification de l'humidité du manteau neigeux basées sur les propriétés statistiques des données SAR polarimétriques PALSAR sont testées. La méthode des Machines à Vecteurs Supports (SVM) est comparée aux techniques classiques de classification.

Bibliographie

- [Bernier 98] M. Bernier and J.P. Fortin, “*The potential of times series of C-band SAR data to monitor dry and shallow snow cover*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 36, no. 1, pp. 226-243, 1998.
- [Floricioiu 01] D. Floricioiu and H. Rott, “*Seasonal and short-term variability of multi-frequency, polarimetric Radar backscatter of Alpine terrain from SIR-C/X-SAR and AIRSAR data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 39, no. 12, pp. 2634-2648, 2001.
- [GIEC 07] Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat, “*Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*”, Contribution of working group I to the Fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Paris, 2007.
- [Hallikainen 86] M. Hallikainen, F.T. Ulaby and M. Abdelrazik, “*Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range*”, IEEE Trans. Ant. Propagat., vol. 34, pp. 1329-1340, 1986.
- [Hallikainen 01] M. Hallikainen, J. Pulliainen, J. Praks and A. Arslan, “*Progress and challenges in radar remote sensing of snow*”, Proceedings of the 3rd International symposium on retrieval of bio- and geophysical parameters for SAR data land applications, ESA SP-475, Sheffield, UK, pp. 185-192, 2001.
- [Khaldoune 08] J. Khaldoune, M. Bernier, E. Van Bochove and M.C. Nolin, “*Détection du gel et non-gel du sol en utilisant le radar polarimétrique à synthèse d’ouverture*”, J. Can. Télédétection, vol. 34, no. 4, pp. 418-429, 2008.
- [Koskinen 97] J.T. Koskinen, J.T. Pulliainen and M.T. Hallikainen, “*The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 35, no. 3, pp. 601-610, 1997.
- [Mätzler 96] C. Mätzler, “*Microwave permittivity of dry snow*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 34, pp. 573-581, 1996.
- [Martini 06] A. Martini, L. Ferro-Famil, E. Pottier and J.P. Dedieu, “*Dry snow discrimination in alpine areas from multi-frequency and multi-temporal SAR data*”, IEEE proceedings. Radar, sonar and navigation, vol. 153, no. 3, pp. 271-278, 2006.
- [Nagler 00] T. Nagler and H. Rott, “*Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR Data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 2, pp. 754-765, 2000.
- [Oveisgharan 07] S. Oveisgharan and H.A. Zebker, “*Estimating snow accumulation from InSAR correlation observations*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 45, no. 1, pp. 10-20, 2007.
- [Pulliainen 99] J.T. Pulliainen, J. Grandell, M.T. Hallikainen, “*HUT snow emission model and its applicability to Snow Water Equivalent retrieval*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 37, no. 3, pp. 1378-1390, 1999.
- [Shi 00] J. Shi and J. Dozier, “*Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR, Part I : Inferring snow density and subsurface properties, Part II : Inferring snow depth and particle size*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 6, pp. 2465-2488, 2000.

-
- [Tedesco 06] M. Tedesco and E.J. Kim, “*Intercomparison of Electromagnetic models for passive microwave remote sensing of snow*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 44, no. 10, pp. 2654-2666, 2006.
- [Tsang 85] L. Tsang, J.A. Kong and R.T. Shin, “*Theory of microwave remote sensing*”, A Wiley-Interscience publication, New York, 1985.
- [Tsang 00] L. Tsang, C.T. Chen, A.T.C. Chang, J. Guo, and K.H. Ding, “*Dense media radiative transfer theory based on quasi-crystalline approximation with applications to microwave remote sensing of snow*”, Radio Sci., vol. 35, no. 3, pp. 731-749, 2000.
- [Wiesmann 99] A. Wiesmann and C. Mätzler, “*Microwave emission model of layered snow-packs*”, Remote Sens. Environ., vol. 70, no. 3, pp. 307-316, 1999.

Chapitre 1

Polarimétrie SAR : Atouts et Limitations pour l'Observation d'Environnements Naturels

Sommaire

1.1	Potentiels des capteurs SAR	8
1.1.1	Résolutions des radars à synthèse d'ouverture	9
1.1.2	Réfectivité de la scène	11
1.2	Limitations des systèmes SAR	13
1.2.1	Réfectivité de la scène et statistiques de l'image SAR	14
1.2.2	Calibration des données	17
1.3	Introduction à la polarimétrie Radar	22
1.3.1	Polarisation de l'onde EM	22
1.3.2	Représentations polarimétriques de cibles	25
1.4	Caractérisation d'environnements naturels avec la polarimétrie SAR	28
1.4.1	Théorèmes de décomposition polarimétrique	28
1.4.2	Classification de données SAR polarimétriques	35
	Conclusion	40
	Bibliographie	41

Depuis une vingtaine d'années, l'observation de notre environnement terrestre à partir de l'espace a connu un essor considérable avec l'apparition des premiers radars imageurs polarimétriques tels que SIR-C/X sur la navette Endeavour. Les radars à ouverture synthétique (Synthetic Aperture Radar) permettent l'observation de larges étendues quelques soient les conditions météorologiques, la nébulosité ou les conditions d'éclairement. Au delà de ces caractéristiques, les capteurs SAR présentent un potentiel pour la caractérisation des milieux naturels. Les atouts et limitations des systèmes SAR satellitaires sont présentés dans ce chapitre.

Dans un premier paragraphe, les principes de l'acquisition et du traitement des données SAR sont exposés. A l'aide de techniques appropriées, les capteurs SAR permettent l'acquisition d'images avec des résolutions métriques. De plus, il est montré que les niveaux de réflectivité de ces images sont fortement liés aux propriétés bio- et géophysiques du milieu observé.

Même si la télédétection SAR présente de nombreux atouts par rapport aux systèmes de mesure optique, les données SAR sont sujettes à quelques limitations introduites dans la partie 1.2. Le principe même de l'acquisition SAR engendre en effet certains phénomènes susceptibles de perturber l'analyse des données. L'opération de sommation cohérente lors de la mesure SAR entraîne par exemple l'apparition d'un bruit multiplicatif dont la variance est égale à la réflectivité de l'image. De même, les données doivent être calibrées en tenant compte des perturbations liées au système de mesure ou à la topographie de la zone observée.

Les atouts et les limitations de l'imagerie SAR introduits, la partie 1.3 traite de la polarisation des ondes électromagnétiques. L'état de la polarisation de l'onde diffusée est très fortement lié aux caractéristiques de la scène et apporte donc de nombreuses informations. L'étude de l'état de la polarisation, i.e. la polarimétrie, nécessite l'utilisation d'un formalisme mathématique associé qu'il convient d'introduire.

Afin d'interpréter les phénomènes de rétrodiffusion électromagnétique (EM), des théorèmes de décomposition polarimétrique permettent d'extraire des informations qualitatives sur le milieu imagé. Les modèles les plus couramment utilisés sont présentés dans la dernière partie. Les applications actuellement les plus pertinentes issues de cette information polarimétrique concernent la classification des environnements naturels. Des techniques supervisées ou non permettant de reconnaître les différentes catégories de milieux naturels sont finalement exposées.

L'ensemble de ce chapitre s'appuie sur de nombreux exemples et illustrations utilisant les deux premiers capteurs SAR satellitaires polarimétriques ASAR/ENVISAT et PALSAR/ALOS lancés respectivement en 2002 et 2006.

1.1 Potentiels des capteurs SAR

Le processus de génération d'une image SAR peut être divisé en deux étapes : l'acquisition et la synthèse. Une série d'impulsions électromagnétiques est émise par l'antenne du système. Ces champs EM sont ensuite rétrodiffusés par la surface puis reçus par l'antenne du système formant le signal radar, appelé "vidéo brute". L'information de la réflectivité est ensuite obtenue au moyen d'une focalisation de cette vidéo brute, c'est la "synthèse". Du fait de l'utilisation conjointe des ondes EM centimétriques avec des traitements spéci-

figues, la technique SAR présente de nombreux atouts pour l'observation d'environnements naturels tel que la neige.

1.1.1 Résolutions des radars à synthèse d'ouverture

La configuration de mesure est présentée par la figure 1.1. Un radar émet une onde EM en direction d'une scène et enregistre les échos renvoyés. Le radar se déplace suivant l'axe \hat{x} à une altitude H . Le faisceau de son antenne dessine au sol une empreinte, balayant une bande de la scène appelée "fauchée radar". La direction de l'axe de visée du radar est appelée direction radiale ou axe distance. La capacité de discrimination bi-dimensionnelle

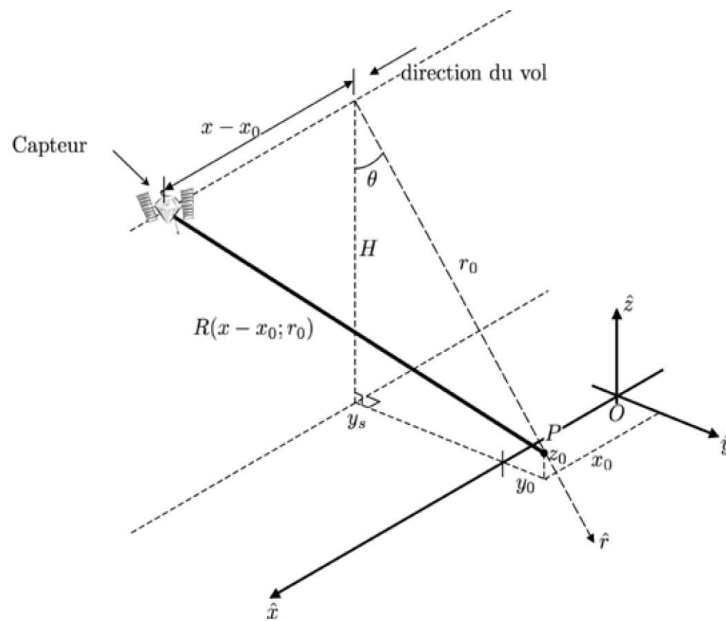


FIG. 1.1 – Géométrie de l'acquisition SAR

de deux cibles au sol par le capteur SAR repose alors sur deux paramètres :

- Pour une position donnée du radar, le temps de trajet de l'onde permet de différencier les différentes cibles au sol sur l'axe distance. La résolution en distance δ_r dépend de la durée des pulsations d'émission τ_p :

$$\delta_r = \frac{c\tau_p}{2} \quad (1.1)$$

où c représente la célérité de la lumière dans le vide.

- Le pouvoir de résolution du radar dans la direction azimut dépend de la largeur en azimut de l'empreinte de l'antenne L_a . Ainsi, à une distance r_0 du radar et pour un radar dont l'antenne possède une ouverture angulaire dans la direction azimut égale à ϕ_a , la résolution sera donnée par :

$$\delta_a = L_a = 2r_0 \tan\left(\frac{\phi_a}{2}\right) \quad (1.2)$$

Dans le cas d'une antenne rectangulaire, la relation entre l'ouverture angulaire, la longueur d'onde utilisée et la taille physique de l'antenne D_a étant approchée par

$\phi_a \approx \frac{\lambda}{D_a}$ [Ulaby 81], la résolution en azimuth vaudra donc :

$$\delta_a \approx r_0 \frac{\lambda}{D_a} \quad (1.3)$$

Dans l'optique d'obtenir une résolution métrique en distance, la pulsation d'émission doit avoir une durée très courte si l'on se réfère à l'équation (1.1). D'un point de vue technologique, il est pourtant difficile d'émettre un tel signal ayant assez d'énergie pour permettre la détection de l'écho en retour. Tout comme la résolution en distance, la résolution en azimuth telle qu'énoncée par l'équation (1.3) n'est pas viable : son maintien demande un accroissement trop important de la taille de l'antenne pour de grandes distances radar - scène. Pour résoudre ces problèmes, deux approches sont mises en place [Franceschetti 99] [Cumming 05].

1.1.1.1 Résolution en distance

La modulation linéaire en fréquence du signal émis par le radar permet d'obtenir la haute résolution en distance. Les pulsations sont linéairement modulées pendant la durée τ_p et dans une bande de fréquence W . La fréquence de ce signal balaye linéairement cette bande centrée autour de la fréquence porteuse f_c avec un taux de modulation β . Ce signal dont l'appellation en anglais est "chirp" a la forme suivante :

$$s_e(t) = \text{rect}\left(\frac{t}{\tau_p}\right) \exp(j2\pi f_c t + j\pi\beta t^2) \quad (1.4)$$

avec t représentant le temps. Ensuite, la technique de compression d'impulsion utilise un filtrage adapté qui consiste à corrélérer le signal reçu de la cible avec la forme d'onde émise. Le signal reçu compressé se met sous la forme :

$$s_{cd}\left(t - \frac{2}{c}r_0\right) = \int_{-\infty}^{\infty} s_e\left(t - \frac{2}{c}r_0\right) s_e^*(t - u) du \approx \tau_p \text{sinc}\left\{\beta\tau_p\left(t - \frac{2}{c}r_0\right)\right\} \quad (1.5)$$

avec r_0 la distance entre le radar et la cible. Le résultat de l'intégration est une fonction "sinc" dont la largeur du lobe principal est inversement proportionnelle à la bande de fréquence du signal émis $W = \beta\tau_p$. Finalement, temps de propagation et distance étant équivalents pour une position donnée du capteur ($\hat{t} \Leftrightarrow \hat{r}$), la résolution en distance est déterminée à partir de la position du premier zéro de $s_{cd}(r)$ et est égale à :

$$\delta_r \approx \frac{c}{2\beta\tau_p} = \frac{c}{2W} \quad (1.6)$$

La résolution en distance δ_r est alors de l'ordre du mètre pour des bandes de modulation W de quelques dizaines de MHz⁽¹⁾.

1.1.1.2 Résolution en azimuth

La résolution métrique en azimuth est obtenue par une technique de synthèse d'ouverture. Cette méthode utilise le fait qu'une même cible est illuminée pour différentes positions du

⁽¹⁾Les données utilisées dans cette étude provenant des systèmes PALSAR/ALOS et ASAR/ENVISAT ont été acquises avec des modulations de fréquence de bandes de fréquences égales à 28MHz et 16MHz.

porteur (cf schéma 1.1). Conformément à l'équation (1.2), un même point au sol P reste illuminé par le capteur sur un intervalle tel que :

$$x - x_0 \in \left[-r_0 \tan\left(\frac{\phi_a}{2}\right); r_0 \tan\left(\frac{\phi_a}{2}\right) \right] \quad (1.7)$$

Pour une position x , le signal rétrodiffusé par le point P et reçu par le radar s'exprime comme :

$$s_r\left(t - \frac{2}{c}R, x - x_0\right) = \text{rect}\left(\frac{t - 2R/c}{\tau_p}\right) \exp\left(j2\pi f_c(t - 2R/c) + j\pi\beta(t - 2R/c)^2\right) \quad (1.8)$$

où $R(x - x_0; r_0)$ est la distance séparant le point P du radar. Après compression en distance et quelques approximations [Franceschetti 99][Cumming 05], ce signal bi-dimensionnel devient :

$$s_c(r - r_0, x - x_0) \approx s_{cd}(r - r_0) \text{rect}\left(\frac{x - x_0}{2r_0 \tan(\phi_a/2)}\right) \exp\left(-j\pi \frac{2f_c}{cr_0}(x - x_0)^2\right) \quad (1.9)$$

Cette forme du signal étant similaire à celle de l'équation (1.4) en bande de base, l'occupation spectrale de $s_c(r, x)$ en azimuth est égale à :

$$W_a = 4 \frac{f_c}{c} \tan\left(\frac{\phi_a}{2}\right) \approx 2 \frac{\phi_a}{\lambda} \quad (1.10)$$

La focalisation de ce signal par le biais d'un filtrage similaire à (1.5) permet alors de réduire la résolution en azimuth qui est définie par :

$$\delta_a = \frac{1}{W_a} \approx \frac{\lambda}{2\phi_a} \approx \frac{D_a}{2} \quad (1.11)$$

La technique de la synthèse d'ouverture permet donc d'atteindre de très bonnes résolutions en azimuth, indépendamment de la distance séparant la scène de la trajectoire du radar.

1.1.2 Réflectivité de la scène

Les deux techniques présentées précédemment (modulation de fréquence et synthèse d'ouverture couplées avec des filtres adaptés) permettent d'imager une zone avec des résolutions de l'ordre du mètre. Au sein même d'une cellule de résolution, il est alors nécessaire de modéliser le signal formé. Une première étape consiste à formuler la réponse d'un unique diffuseur, puis la formation complète d'une image SAR complexe est obtenue par superposition des contributions de l'ensemble des diffuseurs constituant la scène observée [Bamler 98].

1.1.2.1 Cas d'une cible ponctuelle

Considérons tout d'abord un diffuseur ponctuel dont la position dans le plan radar est (r_0, x_0) et dont la réflectivité est définie par une amplitude complexe $a_S(r_0, x_0)$:

$$a_S(r_0, x_0) = \exp(j\phi_{obj}) \sqrt{\sigma} \delta(r - r_0, x - x_0) \quad (1.12)$$

où ϕ_{obj} est le déphasage subit par l'onde lié à la réflexion sur ce diffuseur, σ sa section efficace radar (SER) et $\delta(r, x)$ la distribution de Dirac bidimensionnelle. De part les compressions en distance et azimuth présentées précédemment, l'image SAR complexe de ce diffuseur ponctuel se forme dans le plan (\hat{r}, \hat{x}) suivant :

$$u(r, x) = \sqrt{\sigma} \exp \left(j \frac{4\pi}{\lambda} (r - r_0) + j\phi_{obj} \right) \text{sinc} \left(\frac{r - r_0}{\delta_r} \right) \text{sinc} \left(\frac{x - x_0}{\delta_a} \right) \quad (1.13)$$

Le terme de phase $\frac{4\pi}{\lambda}(r - r_0)$ correspond au déphasage lié au temps de propagation aller-retour entre le diffuseur et un point quelconque au voisinage de ce diffuseur. On fait ici l'approximation que ce temps de propagation est indépendant de la position azimuthale. La réponse impulsionnelle du processus de formation d'une image SAR est donc proportionnelle à :

$$h(r, x) \propto \exp \left(j \frac{4\pi}{\lambda} r \right) \text{sinc} \left(\frac{r}{\delta_r} \right) \text{sinc} \left(\frac{x}{\delta_a} \right) \quad (1.14)$$

1.1.2.2 Cas des cibles distribuées

Dans le cas d'une scène naturelle, la réflectivité n'est pas uniforme au sein d'une cellule de résolution. Le signal reçu n'est pas lié à la réflectivité d'un seul et unique diffuseur mais résulte de la combinaison d'une multitude de diffuseurs. L'ensemble de ces diffuseurs forme une cible distribuée. Ils sont caractérisés par leur comportement aléatoire contrairement aux diffuseurs ponctuels qui sont déterministes.

Une cible distribuée est décrite par une réflectivité complexe $a(x, y, z)$ définie dans un espace à trois dimensions et liée à ses propriétés bio et géo-physiques. La mesure de la scène par le système SAR étant de nature bidimensionnelle, une projection de la scène dans le plan (\hat{r}, \hat{x}) est opérée comme indiqué par la figure 1.2 et selon l'équation [Bamler 98] :

$$a_{2D}(r, x) = \int a(x, y_0 + r \sin \theta, z_0 - r \cos \theta) r d\theta \quad (1.15)$$

où θ représente l'angle d'incidence de l'onde. Les interactions entre les diffuseurs ponctuels sont ici négligées : la réflectivité de la scène dans le plan radar résulte de la superposition des réflectivités de chaque diffuseur simple (Approximation de Born). De plus, alors que la projection cylindrique opérée par le radar (1.15) a un effet nul dans la direction azimuthale, certaines distorsions dans la dimension radiale sont introduites. De part l'intégration de la réflectivité en fonction de l'angle θ , les rétrodiffuseurs situés à la même distance sont intégrés ensemble et seront donc localisés dans le plan radar à la même position.

Finalement, l'image SAR pourra donc être caractérisée sous l'approximation de Born par :

$$u(r, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} a_{2D}(r', x') e^{-j2kr'} h(r - r', x - x') dr' dx' \quad (1.16)$$

où (r, x) indique les coordonnées de l'image et (r', x') la position des rétrodiffuseurs projetés dans le plan radar. La figure 1.3 montre l'amplitude de l'image complexe acquise par le capteur PALSAR en bande L pour la zone du mont Shari (Japon). Il est possible de reconnaître certains milieux naturels tel que le mont au milieu de l'image ou bien le bord de la côte sur la droite.

L'image formée suite à l'acquisition du système SAR est donc sensible aux paramètres bio- et géo-physiques du milieu naturel observé. L'estimation de ces paramètres est donc

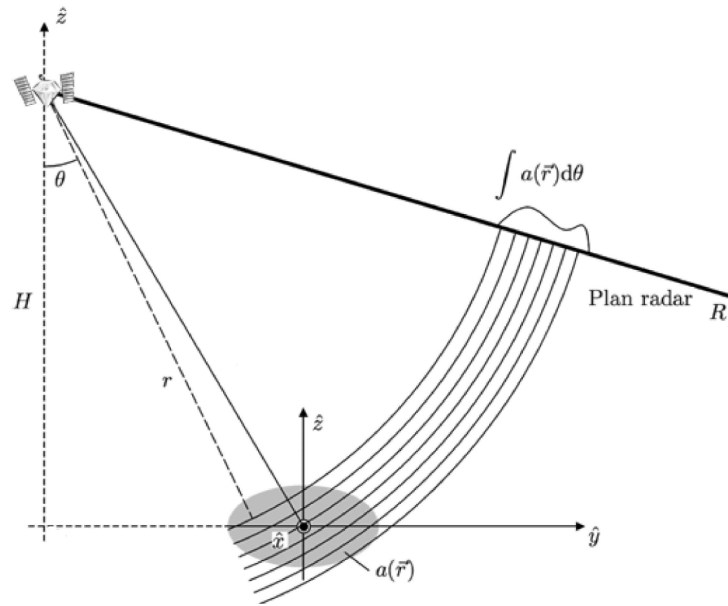


FIG. 1.2 – Projection cylindrique de cibles distribuées.

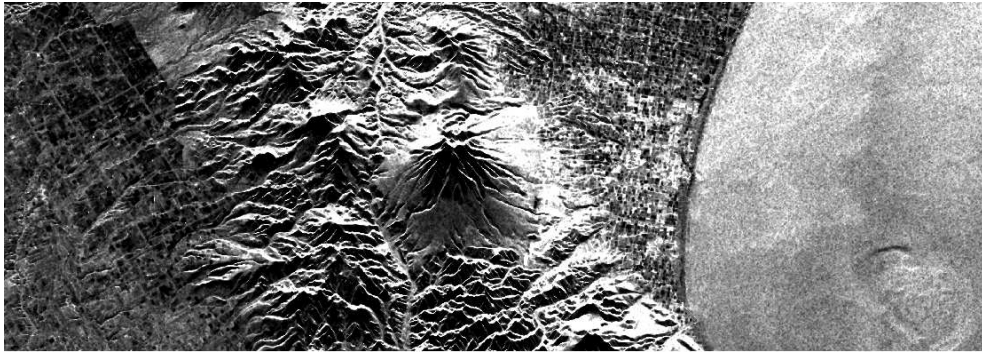


FIG. 1.3 – Image d'amplitude acquise par PALSAR/ALOS du Mont Shari (43.79°N 144.73°E Hokkaido, Japon) le 13 mars 2007.

une application possible de l'imagerie SAR. Pour ce faire, la connaissance des mécanismes de diffusion en fonction des paramètres physiques du milieu imagé est nécessaire. De nombreux ouvrages traitent de la rétrodiffusion de milieux naturels [Tsang 85] [Ulaby 82] [Ulaby 86] [Jin 93] et permettent de relier théoriquement les paramètres physiques macroscopiques à des propriétés EM.

1.2 Limitations des systèmes SAR

Toutefois, les données radar subissent de nombreuses altérations plus ou moins maîtrisées (bruit des systèmes de mesures, calibration, speckle, effet de la topographie) qui rendent les valeurs mesurées incertaines. Dans l'optique de déterminer les propriétés bio- et géo-

physiques de la scène à partir de l'imagerie SAR, il convient donc de comprendre et de modéliser les phénomènes inhérents à la formation de l'image.

1.2.1 Réflectivité de la scène et statistiques de l'image SAR

Même pour une zone dont les propriétés physiques semblent spatialement invariantes, les images SAR ont un aspect granuleux de type "poivre et sel". Ce phénomène appelé chatoiement (speckle en anglais) provient du caractère aléatoire des sommations cohérentes présentées par les équations (1.15) et (1.16) : l'interférence peut être constructive (points brillants) ou destructive (points obscurs). La connaissance exacte de chaque diffuseur constituant la scène ainsi que les valeurs des champs EM rétrodiffusés est en pratique impossible. C'est pourquoi les différents mécanismes de rétrodiffusion sont décrits par une approche statistique permettant l'analyse d'un tel phénomène.

1.2.1.1 Statistiques de l'amplitude complexe

Considérons la réponse d'une cible naturelle comme la somme d'un nombre fini N des réponses de N diffuseurs élémentaires au sein d'une cellule de résolution (δ_r, δ_a) . La réflectivité ainsi discrétisée s'exprime de la manière suivante :

$$a_{2D}(r, x) = \sum_{k=1}^N a_{S_k} \delta(r - r_k, x - x_k) \quad (1.17)$$

où δ est la distribution de Dirac bidimensionnelle et (r_k, x_k) sont les coordonnées spatiales des N contributeurs d'amplitudes complexes a_{S_k} . L'équation (1.16) devient alors :

$$u(r, x) = \sum_{k=1}^N \sigma_{S_k} h(r - r_k, x - x_k) \quad (1.18)$$

qui est équivalente à :

$$u(r, x) = u_{\Re} + j u_{\Im} = \sum_{k=1}^N S_k \cos(\Phi_k) + j \sum_{k=1}^N S_k \sin(\Phi_k) \quad (1.19)$$

où $S_k(r, x) = |a_{S_k} h(r - r_k, x - x_k)|$ et $\Phi_k(r, x)$ sont des variables aléatoires du fait de la méconnaissance totale des positions et réflectivités complexes de ces N diffuseurs. [Goodman 76] propose une description de ces variables conduisant au modèle du speckle "pleinement développé" :

- le nombre de diffuseurs N par cellule de résolution est grand.
- les variables S_k et Φ_k du diffuseur k sont indépendants des autres diffuseurs de la cellule de résolution.
- S_k et Φ_k sont mutuellement indépendants.
- les amplitudes S_k sont identiquement distribuées et leurs moments d'ordre un et deux sont $E[S]$ et $E[S^2]$
- les phases Φ_k sont uniformément distribuées sur l'intervalle $[-\pi, \pi]$.

En appliquant le théorème de la limite centrale, les parties réelles et imaginaires de u , u_{\Re} et u_{\Im} , ont une distribution normale telle que :

$$\left. \begin{aligned} p_{u_{\Re}}(u_{\Re}) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_{u_{\Re}}^2}} \exp\left(-\frac{u_{\Re}^2}{2\sigma_{u_{\Re}}^2}\right) \\ p_{u_{\Im}}(u_{\Im}) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_{u_{\Im}}^2}} \exp\left(-\frac{u_{\Im}^2}{2\sigma_{u_{\Im}}^2}\right) \end{aligned} \right\} \quad (1.20)$$

où

$$\sigma_{u_{\Re}}^2 = \sigma_{u_{\Im}}^2 = \frac{N}{2} E[S^2] \quad (1.21)$$

u_{\Re} et u_{\Im} étant décorréelées, leur distribution conjointe conditionnellement à σ est le produit $p_{u_{\Re}}(u_{\Re})p_{u_{\Im}}(u_{\Im})$:

$$p_{u_{\Re}, u_{\Im}}(u_{\Re}, u_{\Im} | \sigma) = \frac{1}{\pi\sigma} \exp\left(-\frac{u_{\Re}^2 + u_{\Im}^2}{\sigma}\right) \quad (1.22)$$

avec $\sigma = NE[S^2]$ la réflectivité totale du pixel.

1.2.1.2 Statistiques de l'amplitude, de la phase et de l'intensité

A partir de la densité conjointe de u_{\Re} et u_{\Im} , la densité de probabilité de l'amplitude A et de la phase Φ de $u = u_{\Re} + ju_{\Im}$ peuvent être calculées. A l'aide de $p_u(A, \phi | \sigma) = p_A(A | \sigma)p_{\Phi}(\Phi)$, la distribution de la phase est telle que :

$$p_{\Phi}(\Phi) = \frac{1}{2\pi} \quad \Phi \in [-\pi, \pi] \quad (1.23)$$

et celle de l'amplitude suit une loi de Rayleigh :

$$p_A(A | \sigma) = \frac{2A}{\sigma} \exp\left(-\frac{A^2}{\sigma}\right) \quad (1.24)$$

Alors que la phase suit une distribution uniforme, seule l'amplitude semble contenir une information sur la cible naturelle imagée. L'intensité de l'image $I = A^2$ étant plus largement utilisée que l'amplitude, on obtient par changement de variable une distribution de type exponentiel :

$$p_I(I | \sigma) = \frac{1}{\sigma} \exp\left(-\frac{I}{\sigma}\right) \quad (1.25)$$

La moyenne de I est alors directement égale à la réflectivité de la scène σ et sa variance est égale à σ^2 . L'estimée de I pourra donc être utilisée pour déterminer la réflectivité de la scène.

1.2.1.3 Speckle et moyenne incohérente

Dans la partie précédente, il a été montré que la moyenne et l'écart-type de l'intensité d'une zone homogène étaient égaux à la réflectivité σ . A partir de cette propriété, il est possible de construire un modèle pour le speckle. En effet, l'intensité I peut être considérée comme une variable aléatoire dont la valeur moyenne est identique avec ou sans speckle, mais dont la variance est uniquement liée à ce speckle. L'intensité est ainsi décomposée en le produit de deux termes :

$$I = \sigma F \quad (1.26)$$

où F est le speckle dont la distribution suit une loi exponentielle de moyenne et de variance unitaire. Le principe du filtrage de ce bruit multiplicatif consiste donc à réduire la variance de l'intensité. Pour ce faire, il est courant de pratiquer une moyenne incohérente (i.e. sans l'information de phase, sur l'intensité par exemple) de plusieurs réalisations de l'image. Dans la plupart des cas, une moyenne dans le domaine spatial est réalisée en sommant L échantillons (dans notre cas des pixels) indépendants :

$$\langle I \rangle = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^L I_l \quad (1.27)$$

L'estimée de l'intensité sur cette zone homogène suit donc une loi Gamma :

$$p_{\langle I \rangle}(\langle I \rangle | \sigma) = \frac{1}{\Gamma(L)} \left(\frac{L}{\sigma} \right)^L \exp\left(-\frac{L\langle I \rangle}{\sigma}\right) \langle I \rangle^{L-1} \quad (1.28)$$

dont les moments à l'ordre un et deux sont égaux à :

$$\mu_{\langle I \rangle} = \sigma \quad \sigma_{\langle I \rangle}^2 = \frac{\sigma^2}{L} \quad (1.29)$$

La moyenne incohérente de l'intensité à l'aide de L réalisations indépendantes permet donc de réduire d'un facteur L la variance de l'image. La quantité $\mu_{\langle I \rangle}^2 / \sigma_{\langle I \rangle}^2$ est appelée le *Nombre Equivalent de Vue* (ENL : Equivalent Number of Looks en anglais) et est une mesure de l'importance du speckle dans les données acquises. La figure 1.4 montre l'impact de cette sommation incohérente dans le cas d'une zone homogène.

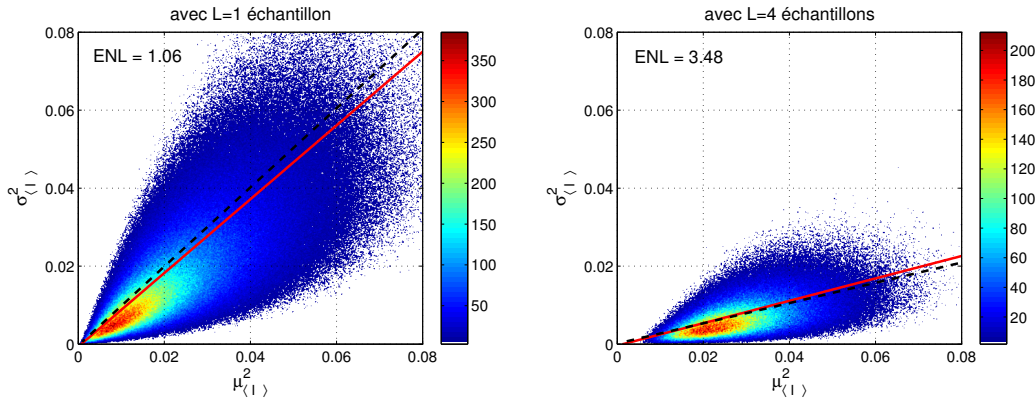


FIG. 1.4 – Nombre d'occurrences pour les moments d'ordre 2 $\mu_{\langle I \rangle}^2$ et d'ordre 1 $\sigma_{\langle I \rangle}^2$ estimé avec une fenêtre de 5×5 pixels pour une zone homogène acquise par PALSAR au dessus de la mer d'Okhotsk (Japon). La droite rouge et la courbe en pointillé noir indiquent respectivement la régression linéaire permettant de déduire l'ENL à partir des données et le cas théorique.

Il peut être intéressant de noter la différence sensible entre l'estimée de l'ENL et le nombre réel d'échantillons utilisés L . Le nombre équivalent de vues est ici sous-estimé du fait de fluctuations additionnelles dans le cas où $L = 4$: l'hypothèse d'homogénéité n'est plus valide en utilisant une fenêtre d'estimation de 5×5 pixels. A l'aide de méthodes

appropriées, il est possible d'estimer au mieux cette quantité [Lee 92a]. Enfin, l'échantillonnage de l'image par rapport à la résolution du capteur est un critère important. Dans le cas d'une image sur-échantillonnée, la taille d'un pixel est inférieure à la résolution du capteur : les valeurs de pixels voisins sont alors corrélées.

Au delà de cette moyenne incohérente permettant de réduire le speckle, d'autres techniques plus appropriées [Lee 99b] et dont la description dépasse le cadre de cette étude seront utilisées. Ils permettent de conserver certaines propriétés statistiques du signal. Dans les chapitres suivants utilisant les données provenant des capteurs ASAR/ENVISAT et PALSAR/ALOS, le speckle sera réduit par un moyennage 4-vues en azimut, puis par le filtre de Lee appliqué sur une fenêtre de 5x5 pixels.

1.2.2 Calibration des données

Alors que la partie 1.2.1 a montré que l'estimation de l'intensité de l'image est directement liée à la réflectivité du milieu observé, les processus liés à la formation de cette image doivent être par conséquent maîtrisés. En effet, nous n'avons traité ni du système de mesure ni des effets de la topographie sur la formation de l'image.

1.2.2.1 Coefficient de rétrodiffusion normalisé σ^0 et performance

Le coefficient de rétrodiffusion du milieu naturel σ est calculé à partir de la formation de l'image complexe $u = u_{\mathfrak{X}} + ju_{\mathfrak{Y}}$. Il convient alors de prendre en compte les pertes liées aux systèmes de mesure. La convolution 2D définie par (1.13) et (1.14) est donc modifiée selon :

$$u(r, x) = \sqrt{K_0} e^{j\phi_0} \left(\sqrt{\sigma(r, x)} e^{j\phi(r, x)} \right) \otimes h(r, x) \quad (1.30)$$

où σ et ϕ sont la réflectivité et le déphasage subit par l'onde lors de la réflexion sur la cellule de résolution, h la réponse impulsionnelle de la compression bidimensionnelle. K_0 et ϕ_0 représentent le gain et la phase introduits par le système. K_0 est défini par [Freeman 92] selon :

$$K_0 = \frac{P_t G^2(\theta_{el}, \theta_{az}) G_r^E \lambda^2 G_p}{(4\pi)^3 R^4 L_s L_a} \quad (1.31)$$

où :

- P_t est la puissance transmise par le radar
- G^2 représente le gain aller-retour des antennes dépendant de l'angle d'élévation θ_{el} et de l'angle d'azimut θ_{az} pour lesquels la cible est observée
- G_r^E et G_p sont respectivement les gains du système électronique en réception et ceux liés aux divers traitements des signaux au delà de la compression
- R est la distance entre la cible et le capteur
- L_s et L_a sont les pertes d'atténuation liées aux câbles ou à la propagation dans l'atmosphère.

En remarquant que le produit $K \equiv K_0 R^4 / G^2(\theta_{el}, \theta_{az})$ est indépendant de la position du diffuseur, celui-ci peut être déterminé *a priori* d'une manière absolue en utilisant des cibles ponctuelles (trièdres) ou distribuées (zones naturelles) dont la réflectivité est connue avec une grande précision [Sarabandi 95]. Ainsi la valeur de σ est calculée selon :

$$\sigma = (u_{\mathfrak{X}}^2 + u_{\mathfrak{Y}}^2) \frac{R^4}{K G^2(\theta_{el}, \theta_{az})} \quad (1.32)$$

où la constante K est déterminée avec une incertitude de quelques dixièmes de dB.

Par ailleurs, cette réflectivité est souvent normalisée par rapport à la surface observée au sol A_g ou bien projetée dans le plan de l'onde A_i . Une simplification consiste alors à approximer ces surfaces en utilisant l'angle d'incidence θ_i comme indiqué sur la figure 1.5. On en déduit alors que le coefficient de rétrodiffusion σ^0 normalisé est égal à :

Définition	Géométrie locale	Approximation
Plan radar $\beta^0 = \sigma$		-
Plan au sol $\sigma^0 = \sigma/A_g$		$\sigma^0 = \sigma \frac{\sin \theta_i}{\delta_r \delta_a}$
Plan de l'onde $\gamma^0 = \sigma/A_i$		$\gamma^0 = \sigma \frac{\tan \theta_i}{\delta_r \delta_a}$

FIG. 1.5 – Définitions de différentes réflectivités [Small 04].

$$\sigma^0 = (u_{\mathfrak{R}}^2 + u_{\mathfrak{I}}^2) \frac{R^4 \sin \theta_i}{KG^2(\theta_{el}, \theta_{az}) \delta_r \delta_a} \quad (1.33)$$

La force du signal rétrodiffusé peut être mesurée par le biais du rapport entre le signal et le bruit (en anglais Signal to Noise Ratio SNR). Ce rapport s'écrit :

$$SNR = \frac{\sigma^0}{NESZ} \quad (1.34)$$

où $NESZ$ (en anglais Noise Equivalent Sigma Zero) représente le seuil du bruit dont la formulation théorique est donnée par [Curlander91].

Certains paramètres de performance de PALSAR/ALOS et de ASAR/ENVISAT sont donnés à titre d'exemples dans le tableau 1.1. Les modes polarimétriques PLR et en polarisation double mono-vue APS (en anglais Alternating Polarization Single look complex) correspondent à ceux disponibles pour cette étude. Il peut être noté que les variations de $NESZ$ sont liées aux polarisations de l'onde (cf. Section 1.3).

1.2.2.2 Déformations géométriques

Afin de s'assurer de la non-ambiguïté temporelle du signal reçu, les capteurs SAR opèrent en visée latérale (cf. Fig. 1.2). La projection opérée lors de la mesure SAR est différente de celle d'un capteur optique utilisant généralement un angle d'incidence faible. Cette propriété du SAR induit trois phénomènes géométriques : le rapprochement (foreshortening en anglais), le déversement (layover) et l'ombrage (shadowing) sont illustrés sur la figure 1.6.

Dans le cas d'une topographie relativement faible, le phénomène de rapprochement se produit. Sur le schéma de gauche de la figure 1.6, la montagne schématisée par son sommet P_2 présente deux versants de longueurs identiques $P_1P_2 = P_3P_2$. Sa projection

Critères	PALSAR/ALOS (mode PLR)	ASAR/ENVISAT (mode APS)
Résolution Azimut	$4.49 \pm 0.1\text{m}$	$4.83 \pm 1.76\text{m}$
Résolution Distance	$9.6 \pm 0.1\text{m}$	$8.42 \pm 0.13\text{m}$
Précision σ^0	$\pm 0.64\text{dB}$	$\pm 0.95\text{dB}$
NE SZ	$[-23; -28]\text{dB}$	$[-19.4; -21.9]\text{dB}$

TAB. 1.1 – Liste non exhaustive de paramètres de performance pour PALSAR/ALOS et ASAR/ENVISAT.

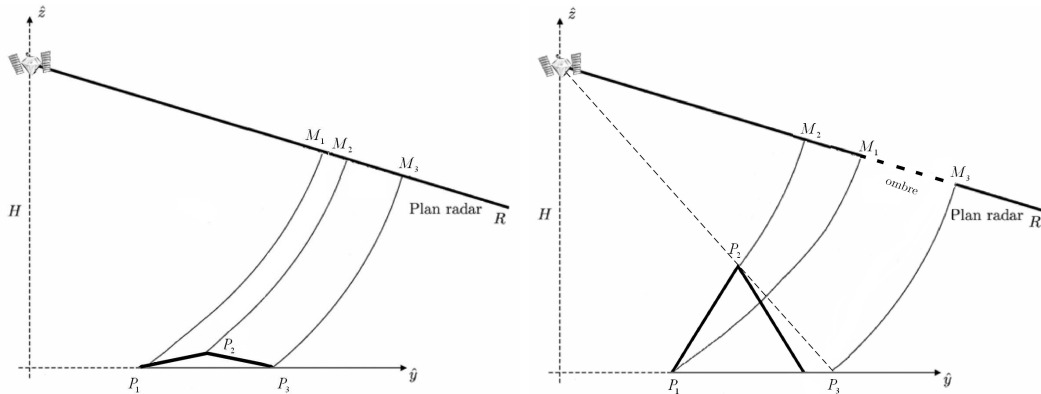


FIG. 1.6 – Déformations géométriques liées au mode d'acquisition des capteurs SAR : rapprochement (Gauche) et déversement/ombrage (Droite).

dans le plan radar induit une compression de la longueur du versant faisant face au radar P_1P_2 . Ce phénomène s'accompagne en général d'une différence de réflectivité sensible, le versant se "contractant" apparaissant avec une plus forte réflectivité. En présence d'une topographie très marquée comme indiquée sur la partie droite, une inversion des positions peut s'effectuer pour le versant face au radar : cette déformation géométrique est appelée "déversement". Pour la face orientée dans la même direction que l'onde émise (P_2P_3 sur la figure), un phénomène d'ombrage se produit : aucun signal provenant de cette zone n'est alors rétrodiffusé. Ces deux derniers mécanismes sont observés lorsque les pentes observées sont supérieures à la valeur de l'angle d'incidence. Ainsi, l'angle de dépointage de l'antenne ne doit être ni trop élevé pour éviter la formation de zones d'ombres ni trop faible pour ne pas favoriser le phénomène de rapprochement.

Les images SAR représentées sur la figure 1.7 illustrent ces phénomènes. Les pentes orientées vers le haut de l'image sont raccourcies par rapport à celles orientées vers le bas.

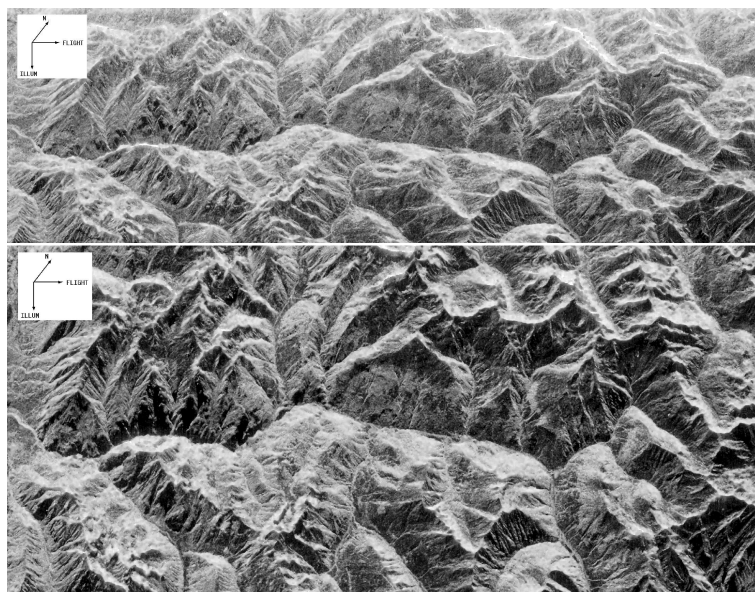


FIG. 1.7 – Images d'intensité acquises par le capteur SIR-C au dessus d'une zone alpine : le 10 avril 1994 avec un dépointage de l'antenne de 34.8° (Haut) et le 12 avril 1994 avec un angle de 48.3° (Bas).

L'axe distance est donc orienté verticalement en direction du bas. De même, l'image acquise avec un dépointage de 48.3° est plus dilatée réduisant le foreshortening au détriment d'une augmentation des zones d'ombres.

Modification du diagramme d'antenne

A partir de l'équation (1.33), il apparaît que la détermination de σ^0 dépend aussi de l'angle d'élévation pour chaque pixel à travers le diagramme de l'antenne en émission et en réception. Si l'on considère que le point réellement diffusant est situé à une altitude h_j en supposant une terre sphérique, l'angle d'élévation pour l'antenne θ_{el} est égale à [Van Zyl 93] :

$$\theta_{el} = \arccos \left(\frac{R_j^2 + R_{sat}^2 - (R_t + h_j)^2}{2R_j R_{sat}} \right) \quad (1.35)$$

où R_{sat} est la distance du satellite au centre de la Terre et R_t est la distance du plan de référence au centre de la Terre, calculée selon le système géodésique choisi. Un exemple des variations de l'angle d'élévation en fonction de l'altitude du point diffusant est illustré sur la figure 1.8 pour le cas de ASAR/ENVISAT et de SIR-C. Un diffuseur situé au milieu de la fauchée (en anglais Mid-Range) est observé avec une élévation angulaire de 35.63° si son altitude est nulle.

Si l'on se réfère à l'exemple du diagramme d'antenne d'ASAR (cf figure 1.8 à droite), les variations de gain peuvent s'avérer importantes pour des variations de quelques degrés de l'angle d'élévation. Pour un système satellitaire tel que ENVISAT ou ALOS, l'influence de la topographie est considérée comme négligeable pour le diagramme de rayonnement. Il est par contre indispensable de tenir compte de ce phénomène pour un système opérant à plus basse altitude. Lors de l'utilisation d'un système polarimétrique (voir partie 1.3),

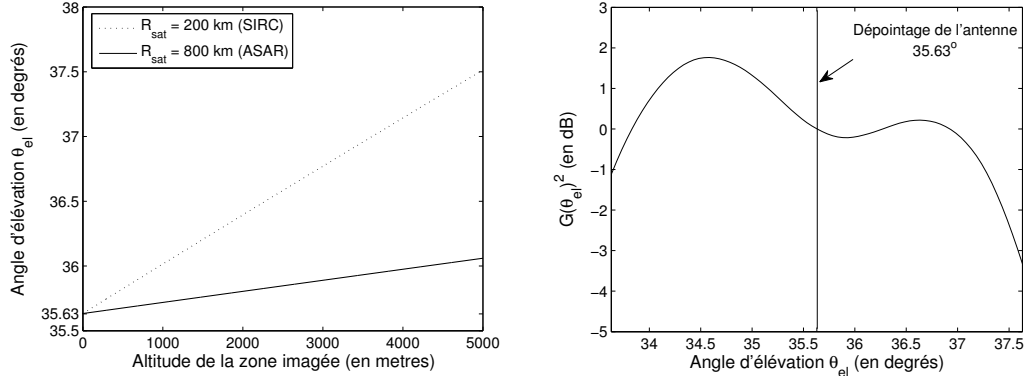


FIG. 1.8 – Angle d’élévation en fonction de l’altitude d’un diffuseur (Gauche). Exemple du diagramme d’antenne IS6 (VV) du capteur ASAR centré autour de 35.63° (Droite).

les diagrammes d’antennes diffèrent selon la polarisation utilisée et les erreurs dues à la topographie sont alors dépendantes de la polarisation.

Modification de la surface de diffusion

D’après la figure 1.5, la surface de diffusion A_g pour une zone plate est égale à :

$$A_g = \frac{\delta_r \delta_a}{\sin \theta_i} \quad (1.36)$$

où δ_a et δ_r sont respectivement les tailles des pixels selon l’axe azimuth et distance. θ_i est l’angle d’incidence sur une surface plate d’altitude quelconque h_j pouvant être calculé en supposant la sphéricité de la Terre selon :

$$\theta_i = \text{asin} \left(\frac{R_{\text{sat}} \sin \theta_{el}}{R_t + h_j} \right) \quad (1.37)$$

De plus, la surface de diffusion est généralement orientée par rapport à l’onde incidente dans le cas d’une zone à relief. La surface de diffusion est modifiée par :

$$A_g = \frac{\delta_r \delta_a}{\sin(\theta_i - \chi_r) \cos(\chi_a)} \quad (1.38)$$

avec

- χ_r l’orientation de la surface pour l’axe distance. Une valeur positive indique une surface tournée vers le radar.
- χ_a est l’orientation de la surface en azimuth.

Ainsi, il apparaît que la prise en compte de l’altitude et de l’orientation de la surface observée est primordiale pour une bonne calibration de données SAR. De plus, ces approximations ne considèrent pas les phénomènes tels que le layover ou le foreshortening. Lors de la projection dans le plan radar, la topographie peut en effet engendrer une intégration d’une grande surface au sol en un seul pixel de taille (δ_r, δ_a) et vice versa : la surface de diffusion A_g n’est pas seulement dépendante de l’altitude et de l’orientation de la surface mais aussi de sa surface (superficie). Une méthode permettant de prendre en

compte le caractère complexe de la transformation entre la géométrie SAR et sa projection dans le plan au sol est nécessaire [Small 04]. Ce point sera étudié plus en détails dans le chapitre 4.

1.3 Introduction à la polarimétrie Radar

La télédétection SAR polarimétrique étudie les changements de polarisation de l'onde EM rétrodiffusée par une cible ou un milieu naturel. Ces modifications sont très fortement liées aux caractéristiques géométriques et à la structure physique de la cible observée. Ainsi, l'information polarimétrique couplée à la connaissance des comportements EM offrent une possibilité supplémentaire de caractériser la cible. La section qui suit traite donc de la polarimétrie SAR et de son formalisme mathématique associé.

1.3.1 Polarisation de l'onde EM

D'après les équations de Maxwell décrivant la propagation des ondes EM dans le vide, le champ électrique \mathbf{E} se propageant le long d'un axe \hat{z} d'un système de coordonnées orthonormées $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ possède des composantes qui varient le long des axes \hat{x} et \hat{y} selon :

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_{0x} \cos(\omega t - kz + \delta_x) \\ E_{0y} \cos(\omega t - kz + \delta_y) \\ 0 \end{bmatrix} \quad (1.39)$$

où k représente le nombre d'ondes, ω la pulsation et δ_x/δ_y les phases absolues des deux composantes.

1.3.1.1 Vecteur de Jones et ondes totalement polarisées

En utilisant la définition précédente de \mathbf{E} sans les termes $\omega t - kz$, le champ électrique peut être représenté d'une manière plus avantageuse dans le domaine complexe par le vecteur de Jones [Jones 41]. Le vecteur de Jones d'une onde Transverse ElectroMagnétique (TEM) monochromatique est décrit dans la base de polarisation (\hat{x}, \hat{y}) selon :

$$\mathbf{E}_{\hat{x}, \hat{y}} = \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_{0x} e^{j\delta_x} \\ E_{0y} e^{j\delta_y} \end{bmatrix} \quad (1.40)$$

Le vecteur de Jones contient toute l'information sur les amplitudes et les phases des composantes du champ \mathbf{E} ainsi que sur l'état de polarisation de l'onde décrit par l'orientation ϕ et l'éllipticité τ [Pottier 92] [Ulaby 81] :

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_{\hat{x}, \hat{y}} &= Ae^{j\phi_0} \begin{bmatrix} \cos\phi & -\sin\phi \\ \sin\phi & \cos\phi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\tau \\ j\sin\tau \end{bmatrix} \\ &= \underbrace{Ae^{-j\phi_0} (\cos\phi \cos\tau - j\sin\phi \sin\tau)}_{E_x} \hat{x} + \underbrace{Ae^{-j\phi_0} (\sin\phi \cos\tau + j\cos\phi \sin\tau)}_{E_y} \hat{y} \end{aligned} \quad (1.41)$$

L'espace formé par les vecteurs de Jones est un espace vectoriel complexe. Il peut ainsi être défini dans une multitude de bases formées de vecteurs de Jones orthogonaux. Le tableau 1.2 représente quelques exemples de vecteurs de Jones associés à des états de polarisation canonique. Ces vecteurs sont de norme unitaire, de phase à l'origine nulle $\phi_0 = 0$ et sont représentés dans la base de polarisation horizontale-verticale (\hat{h}, \hat{v}) .

État de polarisation	Éllipticité τ	Orientation ϕ	$\underline{\mathbf{E}}_{\hat{h},\hat{v}}$
Linéaire verticale	0°	90°	$\begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix}$
Linéaire horizontale	0°	0°	$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \end{bmatrix}$
Circulaire gauche	$+45^\circ$	Indéterminée	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ j \end{bmatrix}$
Circulaire droite	-45°	Indéterminée	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ -j \end{bmatrix}$

TAB. 1.2 – Exemples de vecteurs de Jones dans le cas d'états de polarisation canonique.

1.3.1.2 Vecteur de Stokes et ondes partiellement polarisées

Le vecteur de Jones abordé précédemment permet de décrire complètement les propriétés polarimétriques d'une onde plane monochromatique. Dans le cas des systèmes opérationnels, les paramètres de la polarisation de l'onde radar varient au cours du temps. Ceci peut être dû à des fluctuations de la cible observée ou bien à des instabilités du système de mesure. Il est alors nécessaire de caractériser les variations temporelles ou spatiales du vecteur de Jones de façon statistique au moyen de moments d'ordre deux.

La matrice de covariance des vecteurs de Jones est définie selon :

$$\mathbf{J} = \langle \mathbf{E}_{\hat{x},\hat{y}} \mathbf{E}_{\hat{x},\hat{y}}^{*T} \rangle = \begin{bmatrix} \langle E_x E_x^* \rangle & \langle E_x E_y^* \rangle \\ \langle E_y E_x^* \rangle & \langle E_y E_y^* \rangle \end{bmatrix} \quad (1.42)$$

où $\langle \rangle$ représente l'opérateur moyenne. Les termes diagonaux de \mathbf{J} sont les moments d'ordre deux des composantes du vecteur de Jones. Ainsi la puissance de l'onde est égale à $\text{Tr}(\mathbf{J})$. Les autres termes représentent les coefficients de corrélation entre ces deux composantes. Il peut être démontré que \mathbf{J} est une matrice hermitienne semi-positive vérifiant les deux propriétés suivantes :

- Quelque soit la polarisation de réception \mathbf{h} dans la base (\hat{x}, \hat{y}) , la puissance reçue $P_r \geq 0$ est égale à :

$$P_r = \mathbf{h}^T \mathbf{E}_{\hat{x},\hat{y}} \mathbf{E}_{\hat{x},\hat{y}}^T \mathbf{h}^* \quad (1.43)$$

si l'onde fluctue au cours du temps, sa valeur moyenne vaut :

$$\langle P_r \rangle = \mathbf{h}^T \mathbf{J} \mathbf{h}^* \quad (1.44)$$

- Le déterminant de \mathbf{J} est toujours positif ou nul, $\det(\mathbf{J}) \geq 0$

Dans le cas d'une onde pleinement polarisée, les termes d'amplitude et de phase définis par (1.40) varient très lentement par rapport à $\cos \omega t$: le rapport entre les deux composantes E_x et E_y est constant tel que $E_y/E_x = q$. La matrice de covariance est ainsi égale à :

$$\mathbf{J} = \langle E_x E_x^* \rangle \begin{bmatrix} 1 & q^* \\ q & |q|^2 \end{bmatrix} \rightarrow \det \mathbf{J} = 0 \quad (1.45)$$

Afin d'étudier les ondes EM partiellement polarisées, Stokes montre en 1852 qu'il est possible de décomposer l'état de polarisation d'une onde électromagnétique en deux parties : les termes de symétrie et d'asymétrie (g_0 et g_1) et les termes réel et imaginaire d'autre part (g_2 et g_3). En utilisant ce formalisme, la matrice \mathbf{J} est égale à :

$$\mathbf{J} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} g_0 + g_1 & g_2 + jg_3 \\ g_2 - jg_3 & g_0 - g_1 \end{bmatrix} \quad (1.46)$$

avec les définitions suivantes au sein du vecteur de Stokes \mathbf{g} :

$$\mathbf{g} = \begin{bmatrix} g_0 = \langle |E_x|^2 + |E_y|^2 \rangle \\ g_1 = \langle |E_x|^2 - |E_y|^2 \rangle \\ g_2 = 2 \langle \Re(E_x E_y^*) \rangle \\ g_3 = -2 \langle \Im(E_x E_y^*) \rangle \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \langle |E_x|^2 + |E_y|^2 \rangle \\ \langle |E_x|^2 - |E_y|^2 \rangle \\ 2 \langle |E_x| |E_y| \cos(\delta_y - \delta_x) \rangle \\ -2 \langle |E_x| |E_y| \sin(\delta_y - \delta_x) \rangle \end{bmatrix} \quad (1.47)$$

Le vecteur de Stokes est une représentation incohérente de l'état de polarisation d'une onde EM. Ses composantes sont réelles et ne tiennent pas compte de la phase ϕ_0 . L'introduction de ces paramètres nous permet de montrer qu'une onde, quelle qu'elle soit, peut être considérée comme la somme d'une onde pleinement polarisée \mathbf{J}_P avec une onde dépolarisée \mathbf{J}_D . En posant :

$$\omega = \frac{\sqrt{g_1^2 + g_2^2 + g_3^2}}{g_0} \quad (1.48)$$

\mathbf{J}_D et \mathbf{J}_P sont égales à :

$$\mathbf{J}_D = \frac{g_0}{2} \begin{bmatrix} 1 - \omega & 0 \\ 0 & 1 - \omega \end{bmatrix} \quad (1.49)$$

$$\mathbf{J}_P = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \omega g_0 + g_1 & g_2 + jg_3 \\ g_2 - jg_3 & \omega g_0 - g_1 \end{bmatrix} \quad (1.50)$$

où \mathbf{J}_P vérifie la condition de caractérisation d'onde pleinement polarisée de part son déterminant nul. Le degré de polarisation de l'onde, i.e la proportion entre la puissance de la partie polarisée par rapport à la puissance totale, peut être alors déterminé aisément selon :

$$\gamma = \frac{P_{polaris}}{P_{total}} = \frac{\text{Tr}(\mathbf{J}_P)}{\text{Tr}(\mathbf{J})} = \frac{\omega g_0}{g_0} = \omega = \frac{\sqrt{g_1^2 + g_2^2 + g_3^2}}{g_0} \leq 1 \quad (1.51)$$

Pour la modélisation, il sera plus commode d'utiliser un vecteur ayant des éléments définis sur un seul vecteur de la base de polarisation. Ainsi, le vecteur de Stokes est modifié, et peut être écrit dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) tel que [Tsang 85] :

$$\tilde{\mathbf{I}} = \begin{bmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \langle |E_v|^2 \rangle \\ \langle |E_h|^2 \rangle \\ 2 \langle \Re(E_h E_v^*) \rangle \\ -2 \langle \Im(E_h E_v^*) \rangle \end{bmatrix} \quad (1.52)$$

1.3.2 Représentations polarimétriques de cibles

Lors de la réflexion de l'onde EM sur une cible, la polarisation du champ électrique incident \mathbf{E}_i est modifiée. Un formalisme mathématique est alors mis en place afin de décrire la relation entre \mathbf{E}_i et le champs diffusé \mathbf{E}_s .

1.3.2.1 Représentation matricielle/vectorielle de cible pure

Dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) , le vecteur de Jones rétrodiffusé est défini selon la relation matricielle suivante [Sinclair 50] :

$$\mathbf{E}_s = \mathbf{S}\mathbf{E}_i = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix} \mathbf{E}_i \quad (1.53)$$

où S_{pq} est un élément complexe dont les indices p et q correspondent respectivement à l'état de polarisation lors de la réception et l'émission. La matrice \mathbf{S} est dénommée matrice de Sinclair. Les termes de la diagonale (S_{hh} et S_{vv}) sont appelés éléments en polarisation co-polaire, les autres (S_{hv} et S_{vh}) étant les termes en polarisation croisée. Ces termes sont dépendants des caractéristiques de la cible. En configuration monostatique et selon le théorème de réciprocité, les termes en polarisation croisée sont identiques ($S_{hv} = S_{vh}$). La puissance associée à une cible radar, ou SPAN, est alors définie par :

$$\text{SPAN} = |S_{hh}|^2 + 2|S_{vh}|^2 + |S_{vv}|^2 \quad (1.54)$$

Le coefficient de rétrodiffusion comme défini dans la partie 1.2.2 est alors calculé à partir de l'intensité de l'onde sphérique diffusée \mathbf{E}_s et de celle de l'onde plane incidente \mathbf{E}_i , et a pour expression :

$$\sigma_{pq} = 4\pi R^2 \frac{|\mathbf{E}_p^s|^2}{|\mathbf{E}_q^i|^2} = 4\pi R^2 |S_{pq}|^2 \quad (1.55)$$

La vectorisation d'une matrice de diffusion \mathbf{S} par projection sur un groupe de matrices permet d'obtenir un vecteur cible qui contient toute l'information polarimétrique cohérente :

$$\hat{k} = \frac{1}{2} \text{tr}(\mathbf{S}\Psi) = \begin{bmatrix} k_0 \\ k_1 \\ k_2 \\ k_3 \end{bmatrix} \quad (1.56)$$

où $\{\Psi\}$ représente un ensemble de matrices qui définissent une base de projection. Les deux bases les plus utilisées sont $\{\Psi_L\}$ et $\{\Psi_P\}$, correspondant respectivement à l'ordonnement lexicographique des éléments de la matrice \mathbf{S} et à la base des matrices de Pauli modifiées données par [Cloude 96] :

$$\{\Psi_L\} = \left\{ \begin{bmatrix} 2 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 0 & 2 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 2 & 0 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 2 \end{bmatrix} \right\} \quad (1.57)$$

$$\{\Psi_P\} = \left\{ \sqrt{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}, \sqrt{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix}, \sqrt{2} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}, \sqrt{2} \begin{bmatrix} 0 & -j \\ j & 0 \end{bmatrix} \right\} \quad (1.58)$$

Les vecteurs cibles correspondants dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) sont :

$$\mathbf{k}_L = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ S_{hv} \\ S_{vh} \\ S_{vv} \end{bmatrix} \quad (1.59)$$

$$\mathbf{k}_P = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ S_{hh} - S_{vv} \\ S_{hv} + S_{vh} \\ j(S_{hv} - S_{vh}) \end{bmatrix} \quad (1.60)$$

Dans le cas monostatique, la réciprocité $S_{vh} = S_{hv}$ engendre une diminution de la dimensionalité des vecteurs, \mathbf{k}_P et \mathbf{k}_L s'écrivent alors :

$$\mathbf{k}_L = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ \sqrt{2}S_{hv} \\ S_{vv} \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \mathbf{k}_P = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ S_{hh} - S_{vv} \\ 2S_{hv} \end{bmatrix} \quad (1.61)$$

Ces vecteurs sont des représentations cohérentes de la matrice de diffusion. Leur norme est égale au SPAN de la cible, $\|\mathbf{k}_L\|^2 = \|\mathbf{k}_P\|^2 = \text{SPAN}$. Les deux représentations sont équivalentes par le biais de la multiplication matricielle suivante :

$$\mathbf{k}_L = \mathbf{A}\mathbf{k}_P = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{2} \\ 1 & -1 & 0 \end{bmatrix} \mathbf{k}_P \quad (1.62)$$

1.3.2.2 Signature de cible canonique

De part sa structure géométrique et ses propriétés de réflectivité, une cible réelle induit toujours une rétrodiffusion très complexe. L'interprétation de cette réponse est alors délicate. Comme il le sera présenté dans les parties suivantes, il pourra être avantageux de décomposer cette réponse en une série de réponses canoniques. Ces mécanismes de diffusion canonique sont pleinement caractérisés par une matrice de Sinclair ou un vecteur cible pouvant être décrit très simplement. Le tableau 1.3 donne les représentations cohérentes de quelques cibles canoniques dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) . Celles-ci sont normalisées de façon à présenter une puissance unitaire. L'angle ψ représente l'orientation de l'axe de symétrie principal de la cible canonique autour de l'axe de visée du radar.

Il peut être intéressant de noter que seule la sphère possède un terme en polarisation croisée nul quel que soit l'angle d'orientation. Cette propriété sera d'autant plus importante dans les parties suivantes que le manteau neigeux est considéré comme un milieu constitué uniquement d'éléments sphériques.

De même que les vecteurs de Jones, toute matrice de Sinclair peut être définie dans une multitude de bases formées de vecteurs de Jones orthogonaux. Suite à l'équation (1.41), la matrice \mathbf{S} dans la nouvelle base dépendant des deux paramètres ϕ et τ est égale à :

$$\mathbf{S} = \mathbf{U}^T(\phi, \tau) \mathbf{S}_{\hat{h}, \hat{v}} \mathbf{U}(\phi, \tau) \quad (1.63)$$

avec :

$$\mathbf{U}(\phi, \tau) = \begin{bmatrix} \cos(\phi) & -\sin(\phi) \\ \sin(\phi) & \cos(\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(\tau) & j\sin(\tau) \\ j\sin(\tau) & \cos(\tau) \end{bmatrix} \quad (1.64)$$

Cible canonique	$\mathbf{S}_{(\hat{\mathbf{h}}, \hat{\mathbf{v}})}$	$\mathbf{k}_{\mathbf{L}}$	$\mathbf{k}_{\mathbf{P}}$
Sphère, plan, trièdre	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$
Dipôle	$\begin{bmatrix} \cos^2 \psi & \frac{1}{2} \sin(2\psi) \\ \frac{1}{2} \sin(2\psi) & \sin^2 \psi \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \cos^2 \psi \\ \frac{1}{\sqrt{2}} \sin(2\psi) \\ \sin^2 \psi \end{bmatrix}$	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 \\ \cos(2\psi) \\ \sin(2\psi) \end{bmatrix}$
Dièdre	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \cos(2\psi) & \sin(2\psi) \\ \sin(2\psi) & -\cos(2\psi) \end{bmatrix}$	$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} \cos(2\psi) \\ \sqrt{2} \sin(2\psi) \\ -\cos(2\psi) \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 \\ \cos(2\psi) \\ \sin(2\psi) \end{bmatrix}$

TAB. 1.3 – Matrices de Sinclair et de vecteurs cibles associés à des cibles canoniques.

Ainsi, la signature des cibles canoniques peut être aussi représentée en fonction de ϕ et τ si l'on calcule le coefficient de rétrodiffusion comme défini par l'équation (1.55).

1.3.2.3 Représentations polarimétriques de cibles distribuées

Lorsque la cible observée est non déterministe, c'est-à-dire lorsque ses caractéristiques polarimétriques fluctuent au cours du temps ou de l'espace, il est essentiel de procéder à une analyse statistique au moyen des moments d'ordre deux. Le comportement polarimétrique de la cible est alors représenté par la matrice de Kennaugh \mathbf{K} ou la matrice de Mueller modifiée \mathbf{M} , suivant que l'on travaille avec le vecteur de Stokes ou le vecteur de Stokes modifié. Ces deux matrices contiennent toute l'information polarimétrique incohérente de la cible. Deux autres représentations incohérentes équivalentes sont souvent utilisées, il s'agit de la matrice de cohérence \mathbf{T} et de la matrice de covariance \mathbf{C} .

Formalisme basé sur les vecteurs de Stokes

Pour une cible donnée, la matrice de Kennaugh relie le vecteur de Stokes incident \mathbf{g}_i au vecteur de Stokes diffusé \mathbf{g}_s par la relation linéaire suivante :

$$\mathbf{g}_s = \mathbf{K} \mathbf{g}_i \quad (1.65)$$

La formulation de ces termes est donnée dans [Ferro-Famil 00]. Dans le cas monostatique, \mathbf{K} est une matrice (4x4) symétrique à éléments réels formée à partir des éléments de la matrice de diffusion \mathbf{S} en convention BSA (voir Annexe A).

En modélisation, la matrice de Mueller modifiée est préférée à la matrice de Kennaugh car ses premiers termes sont directement liés au système de mesure. La matrice de Mueller modifiée (cf. Eq. (1.52)) relie le vecteur de Stokes modifié incident $\tilde{\mathbf{I}}_i$ au vecteur de Stokes modifié diffusé par la cible $\tilde{\mathbf{I}}_s$ tel que :

$$\tilde{\mathbf{I}}_s = \mathbf{M} \tilde{\mathbf{I}}_i \quad (1.66)$$

où \mathbf{M} est une matrice symétrique (4x4) s'exprimant en convention FSA de la manière suivante [Tsang 85] :

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \langle |S_{vv}|^2 \rangle & \langle |S_{vh}|^2 \rangle & \Re \langle S_{vv}S_{vh}^* \rangle & -\Im \langle S_{vv}S_{vh}^* \rangle \\ \langle |S_{hv}|^2 \rangle & \langle |S_{hh}|^2 \rangle & \Re \langle S_{hv}S_{hh}^* \rangle & -\Im \langle S_{hv}S_{hh}^* \rangle \\ 2\Re \langle S_{vv}S_{hv}^* \rangle & 2\Re \langle S_{vh}S_{hh}^* \rangle & \Re \langle S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^* \rangle & -\Im \langle S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^* \rangle \\ 2\Im \langle S_{vv}S_{hv}^* \rangle & 2\Im \langle S_{vh}S_{hh}^* \rangle & \Im \langle S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^* \rangle & \Re \langle S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^* \rangle \end{bmatrix} \quad (1.67)$$

Afin d'alléger le texte, la matrice de Mueller modifiée sera dénommée par la suite "matrice de Mueller".

Formalisme basé sur les vecteurs cibles

Les matrices de diffusion cohérente sont mesurées par le système radar à un terme de phase près, la phase absolue. L'utilisation de formes quadratiques permet de s'affranchir de ce problème. De plus, elle permet l'étude des statistiques polarimétriques d'ordre 2, c'est à dire la variance des signaux dans les différents canaux de polarisation et leur corrélation mutuelle. A partir des vecteurs cibles \mathbf{k}_L et \mathbf{k}_P , les matrices polarimétriques de covariance, \mathbf{C} , et de cohérence \mathbf{T} , toutes deux (3 x 3) complexes sont définies par [Cloude 96]. Dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) , elles s'écrivent :

$$\mathbf{C} = \langle \mathbf{k}_L \mathbf{k}_L^{*T} \rangle = \begin{bmatrix} \langle S_{hh}S_{hh}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{hh}S_{hv}^* \rangle & \langle S_{hh}S_{vv}^* \rangle \\ \sqrt{2} \langle S_{hv}S_{hh}^* \rangle & 2 \langle S_{hv}S_{hv}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{hv}S_{vv}^* \rangle \\ \langle S_{vv}S_{hh}^* \rangle & \sqrt{2} \langle S_{vv}S_{hv}^* \rangle & \langle S_{vv}S_{vv}^* \rangle \end{bmatrix} \quad (1.68)$$

et

$$\mathbf{T} = \langle \mathbf{k}_P \mathbf{k}_P^{*T} \rangle = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle (S_{hh} + S_{vv})(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & \langle 2S_{hv}^*(S_{hh} + S_{vv}) \rangle \\ \langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle (S_{hh} - S_{vv})(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & \langle 2S_{hv}^*(S_{hh} - S_{vv}) \rangle \\ \langle 2S_{hv}(S_{hh} + S_{vv})^* \rangle & \langle 2S_{hv}(S_{hh} - S_{vv})^* \rangle & \langle 4S_{hv}S_{hv}^* \rangle \end{bmatrix} \quad (1.69)$$

D'après (1.62), ces deux matrices hermitiennes sont équivalentes et correspondent au moyen de la relation de passage suivante :

$$\mathbf{C} = \mathbf{A} \mathbf{T} \mathbf{A}^{*T} \quad (1.70)$$

avec la matrice \mathbf{A} définie par l'équation (1.62). Cette relation spéciale-unitaire ($\det \mathbf{A} = 1$) implique que la matrice de covariance et la matrice de cohérence possèdent des valeurs propres identiques.

1.4 Caractérisation d'environnements naturels avec la polarimétrie SAR

1.4.1 Théorèmes de décomposition polarimétrique

Un des atouts majeurs de la Polarimétrie SAR est sa capacité à discriminer certaines cibles par le biais de leur matrice de diffusion (cf. Tableau 1.3). Dans le cas où la cellule de résolution contient des diffuseurs avec une seule contribution dominante, la matrice de diffusion peut se rapprocher d'un comportement canonique. Par exemple, la géométrie de la cible peut être déduite dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) dans les cas suivants :

- forte contribution dans le canal $hh + vv$: cible de type sphère, plan ou trièdre.
- forte contribution dans le canal $hh - vv$: cible de type dièdre orienté selon \hat{h} .
- forte contribution dans le canal hv par rapport à $hh + vv$: cible de type dièdre ou dipole orienté avec un angle de 45° par rapport à \hat{h} .

Les approches de Cameron ou Krogager permettent de caractériser des cibles ponctuelles par le biais de la matrice de Sinclair. Cependant, ces méthodes ne peuvent plus s'appliquer dans le cas d'environnements naturels. Différentes décompositions ont été proposées pour donner une interprétation physique aux matrices polarimétriques incohérentes. D'une manière générale, trois types de décomposition polarimétrique peuvent être distingués :

- les décompositions dite "phénoménologique".
- les décompositions basées sur une décomposition des matrices de covariance ou de cohérence par le biais d'un modèle de diffusion. (Freeman).
- les décompositions basées sur une décomposition mathématique (Cloude et Pottier).

1.4.1.1 Approche phénoménologique

La matrice de Kennaugh peut être paramétrée à partir de 9 coefficients réels appelés coefficients de Huynen [Huynen 70].

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} A_0 + B_0 & C & H & F \\ C & A_0 + B & E & G \\ H & E & A_0 - B & D \\ F & G & D & -A_0 + B_0 \end{bmatrix} \quad (1.71)$$

ce qui est équivalent pour la matrice de cohérence à :

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} 2A_0 & C - jD & H + jG \\ C + jD & B_0 + B & E + jF \\ H - jG & E - jF & B_0 - B \end{bmatrix} \quad (1.72)$$

Dans le cas d'une cible pure, i.e. avec un vecteur cible invariant, cinq paramètres indépendants issus de la matrice de Sinclair (3 amplitudes et 2 phases) suffisent à décrire la rétrodiffusion. Les quatre équations suivantes sont définies :

$$\begin{aligned} 2A_0(B_0 + B) &= C^2 + D^2 & 2A_0E &= CH - DG \\ 2A_0(B_0 - B) &= G^2 + H^2 & 2A_0F &= CG - DH \end{aligned} \quad (1.73)$$

Les matrices de cohérence ou de covariance peuvent ainsi être définies au moyen de neuf paramètres liés par quatre équations, soit 5 paramètres réels distincts. D'après les équations de cible (1.73), l'annulation des différents canaux de polarisation (A_0 , $B_0 + B$ et $B_0 - B$) entraîne l'annulation de l'ensemble des autres termes : ces trois termes sont ainsi appelés les générateurs de la structure de la cible. Lorsque la cible n'est pas pure, les équations de la cible ne sont plus vérifiées et la définition de la représentation incohérente nécessite 9 paramètres réels distincts.

A partir de mesures en laboratoire sur des cibles canoniques, Huynen propose une signification physique pour chaque paramètre dont les trois générateurs de cible :

- A_0 : Générateur de symétrie de la cible, puissance diffusée par la part régulière, lisse et convexe du diffuseur, i.e par une diffusion de surface.
- $B_0 - B$: Générateur de non symétrie de la cible, lié à la diffusion de volume.

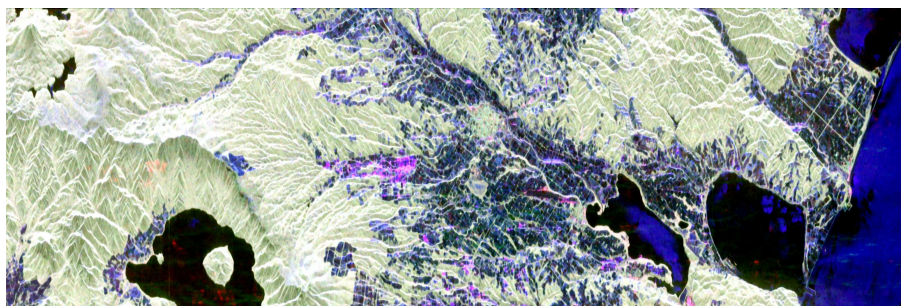


FIG. 1.9 – Combinaison des trois générateurs de structure de la cible (Rouge : $B_0 + B \equiv |S_{hh} - S_{vv}|^2$, Vert : $B_0 - B \equiv 4|S_{vh}|^2$, Bleu : $2A_0 \equiv |S_{hh} + S_{vv}|^2$) à partir des données PALSAR/ALOS acquises vers la ville de Bihoro ($43.82^\circ\text{N } 144.10^\circ\text{E}$ Hokkaido, Japan) le 15 mai 2007.

- $B_0 + B$: Générateur d'irrégularité indépendant de la symétrie. Ce terme est lié au mécanisme de double diffusion.
- C, D : Composantes de dépolarisation pour la partie symétrique de la cible. C est le générateur de cible de forme linéaire et symétrique. D est le facteur de forme locale de la cible.
- E, F : Composantes de dépolarisation pour la partie non-symétrique de la cible. E représente la torsion de la cible, et F est associé à l'hélicité.
- G, H : Paramètres de couplage des parties symétriques et non symétriques de la cible. H est notamment lié à l'orientation de la cible.

Cette interprétation phénoménologique est adaptée à l'analyse de cibles ponctuelles, mais perd de sa pertinence lors de l'étude de milieux naturels. Les trois générateurs de structure de la cible sont liés à la nature du mécanisme de rétrodiffusion, mais les autres paramètres sont difficilement interprétables dans le cas d'un milieu naturel. De plus, les paramètres de Huynen étant liés par les quatre équations de cible, ils doivent être considérés dans leur globalité, la valeur d'un paramètre doit être interprétée relativement aux autres, ce qui peut rendre difficile une classification automatique. Toutefois, les trois générateurs de structure de la cible permettent d'obtenir une première visualisation des phénomènes de rétrodiffusion comme indiqué sur la figure 1.9. Ces générateurs de cible étant équivalents aux éléments du vecteur cible dans la base de Pauli (cf. équation (1.61)), cette visualisation est souvent dénommée "représentation de Pauli".

1.4.1.2 Décomposition basée sur un modèle de diffusion

La décomposition de Freeman [Freeman 98] est basée sur une modélisation de l'onde EM rétrodiffusée prenant en compte trois mécanismes relativement simples.

Diffusion de volume

Le premier mécanisme est la diffusion de volume qui est due à la présence d'un nuage de diffuseurs de type "particule cylindrique". Dans ce cas, la matrice de Sinclair de ce diffuseur

orienté verticalement dans la base de polarisation (\hat{h}, \hat{v}) est donnée par :

$$\mathbf{S}_v = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & S_{vv} \end{bmatrix} \quad (1.74)$$

Si l'on considère que ce diffuseur a une orientation autour de l'axe de visée du radar avec un angle ϕ par rapport à la direction de polarisation verticale, la matrice de diffusion s'exprime alors par :

$$\begin{aligned} \mathbf{S}_\phi &= \begin{bmatrix} \cos\phi & -\sin\phi \\ \sin\phi & \cos\phi \end{bmatrix} \mathbf{S}_v \begin{bmatrix} \cos\phi & \sin\phi \\ -\sin\phi & \cos\phi \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} S_{vv}\sin^2\phi & S_{vv}\sin\phi\cos\phi \\ S_{vv}\sin\phi\cos\phi & S_{vv}\cos^2\phi \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (1.75)$$

En considérant un nuage de diffuseurs avec une orientation ϕ suivant une distribution uniforme $p(\phi) = \frac{1}{2\pi}$, $\phi \in [0, 2\pi]$, la matrice de covariance est égale à :

$$\mathbf{C}_v = \int_0^{2\pi} \langle \mathbf{k}_v \mathbf{k}_v^{*T} \rangle p(\phi) d\phi \quad \text{avec} \quad \mathbf{k}_v = S_{vv} \begin{bmatrix} \sin^2\phi \\ \sqrt{2}\sin\phi\cos\phi \\ \cos^2\phi \end{bmatrix} \quad (1.76)$$

Si celle-ci est normalisée par rapport à $\langle |S_{vv}|^2 \rangle$, elle devient égale à :

$$\mathbf{C}_v = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \frac{1}{3} \\ 0 & \frac{2}{3} & 0 \\ \frac{1}{3} & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (1.77)$$

Mécanisme du double rebond

Le mécanisme du double rebond est modélisé par le biais d'un dièdre dont les deux surfaces possèdent deux matériaux diélectriquement différents. Cette modélisation peut correspondre avec la diffusion sol-tronc dans le cas d'une forêt. Les coefficients de réflexion des surfaces verticales, i.e. les troncs, sont R_{Th} et R_{Tv} pour les polarisations horizontale et verticale. La diffusion par la surface horizontale (i.e. le sol) est déterminée selon les coefficients de Fresnel, soit R_{Gh} et R_{Gv} . Cette modélisation peut être généralisée en introduisant des termes complexes de propagation $e^{j2\gamma}$ liés aux possibles déphasages et atténuations de l'onde lors de son trajet du radar vers la cible et inversement. Le terme γ est dépendant de la polarisation de l'onde. De cette manière, ce modèle tient compte des effets de propagation à travers la canopée ou les troncs. La matrice de diffusion pour ce mécanisme est donc :

$$\mathbf{S}_d = \begin{bmatrix} e^{j2\gamma_h} R_{Gh} R_{Th} & 0 \\ 0 & e^{j2\gamma_v} R_{Gv} R_{Tv} \end{bmatrix} \quad (1.78)$$

Les moments du second ordre issus de cette matrice forme la matrice de covariance suivante normalisée par rapport à $|R_{Gv} R_{Tv}|^2$:

$$\mathbf{C}_d = \begin{bmatrix} |\alpha|^2 & 0 & \alpha \\ 0 & 0 & 0 \\ \alpha^* & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad \alpha = \frac{R_{Gh} R_{Th}}{R_{Gv} R_{Tv}} e^{j2(\gamma_h - \gamma_v)} \quad (1.79)$$

Diffusion de surface

Le mécanisme de diffusion de surface est modélisé par le modèle de réflexion de Bragg au premier ordre. La matrice de diffusion de surface se met sous la forme :

$$\mathbf{S}_s = \begin{bmatrix} R_{hh} & 0 \\ 0 & R_{vv} \end{bmatrix} \quad (1.80)$$

ce qui induit la matrice de covariance suivante normalisée par rapport à $|R_{vv}|^2$:

$$\mathbf{C}_s = \begin{bmatrix} |\beta|^2 & 0 & \beta \\ 0 & 0 & 0 \\ \beta & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad \beta = \frac{R_{hh}}{R_{vv}} \quad (1.81)$$

Détermination des mécanismes dominants

En considérant que les diffusions de volume, de double rebond et de surface sont décorrélées, les statistiques totales du second ordre sont égales à la somme des statistiques du second ordre pour chaque mécanisme élémentaire. Ainsi, la matrice de covariance du modèle peut s'écrire :

$$\mathbf{C}_{\text{tot}} = \begin{bmatrix} f_v + f_d|\alpha|^2 + f_s|\beta|^2 & 0 & \frac{1}{3}f_v + f_d\alpha + f_s\beta \\ 0 & \frac{2}{3}f_v & 0 \\ \frac{1}{3}f_v + f_d\alpha + f_s\beta & 0 & f_v + f_d + f_s \end{bmatrix} \quad (1.82)$$

où f_s , f_d , f_v sont les différentes contributions de rétrodiffusion (surface, double rebond, volume) pour le canal VV. En estimant ces trois termes, il est alors possible de séparer chaque contribution quelque soit le canal de polarisation. Cependant, ce modèle mène à la formulation d'un système de quatre équations à cinq inconnues (les corrélations entre les termes en co-polarisation et en polarisation croisée sont considérées comme nulles). Ce système admet donc une infinité de solution.

$$\left. \begin{aligned} \langle |S_{hh}|^2 \rangle_{mes} &= f_v + f_d|\alpha|^2 + f_s\beta^2 \\ \langle S_{hh}S_{vv}^* \rangle_{mes} &= \frac{1}{3}f_v + f_d\alpha + f_s\beta \\ \langle |S_{vh}|^2 \rangle_{mes} &= \frac{2}{3}f_v \\ \langle |S_{vv}|^2 \rangle_{mes} &= f_v + f_d + f_s \end{aligned} \right\} \quad (1.83)$$

Afin de résoudre ce système, on détermine le mécanisme prépondérant et la valeur de α ou β en fonction du signe de $\Re(S_{hh}S_{vv}^*)$ [Van Zyl 89]. Cette approche peut être formalisée selon :

$$\begin{aligned} \text{si} \quad & \text{sign}(\Re(S_{hh}S_{vv}^*)) \geq 0 \\ & \alpha = -1 \quad (\text{diffusion de surface prépondérante}) \\ \text{sinon} \quad & \\ & \beta = 1 \quad (\text{double rebond prépondérant}) \end{aligned} \quad (1.84)$$

Le système d'équations formé de (1.83) et (1.84) permet donc de déterminer les différentes inconnues (f_s , f_v , f_d , α , β). L'importance de chaque mécanisme est finalement déterminé par rapport au SPAN de la matrice mesurée en évaluant la puissance relative de chacun des termes. Suite à l'équation (1.82) et aux expressions de chaque matrice de covariance, les puissances liées à la diffusion de volume P_v , du double rebond P_d et de surface P_s sont égales à :

$$P_v = \frac{8}{3}f_v \quad P_d = f_d(1 + |\alpha|^2) \quad P_s = f_s(1 + |\beta|^2) \quad (1.85)$$

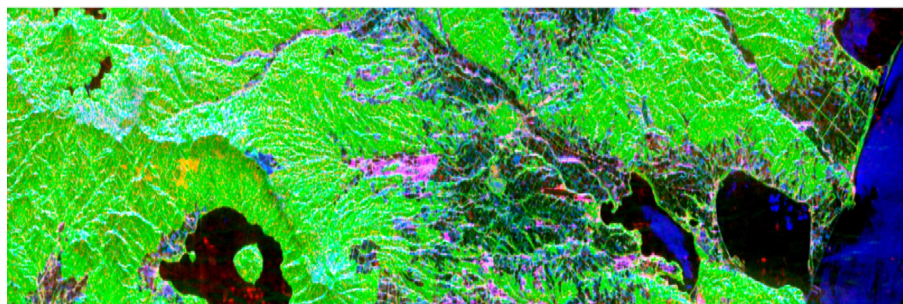


FIG. 1.10 – Combinaison des trois puissances de Freeman (Rouge : P_d , Vert : P_v , Bleu : P_s) à partir des données PALSAR acquises vers la ville de Bihoro (Japon) le 15 mai 2007.

Même si ce modèle ne permet pas de prédire les niveaux absolus des puissances de chaque contributeur, son utilisation se révèle particulièrement efficace pour une approche qualitative. La figure 1.10 présente un exemple d'utilisation de la décomposition de Freeman dans le cas d'un environnement naturel varié avec des zones peu montagneuses recouvertes de forêts, de nombreux champs agricoles et une mer (à droite).

1.4.1.3 Décomposition mathématique en valeurs/vecteurs propres

La projection d'une représentation polarimétrique incohérente (3×3) sur la base de ses vecteurs propres permet de décomposer de façon unique une cible distribuée en une somme de trois cibles pures dont les vecteurs cibles sont orthogonaux. La matrice de cohérence \mathbf{T} se décompose dans la base de ses vecteurs propres de la façon suivante :

$$\mathbf{T} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^{*T} = \sum_{k=1}^3 \lambda_k \mathbf{v}_k \mathbf{v}_k^{*T} \quad (1.86)$$

où \mathbf{V} et $\mathbf{\Lambda}$ représentent, respectivement, les matrices (3×3) des vecteurs et valeurs propres de \mathbf{T} . La matrice \mathbf{T} étant hermitienne semi-définie positive, ses valeurs propres λ_k sont réelles, positives ou nulles. Les vecteurs propres complexes \mathbf{v}_k sont orthonormaux. L'idée de la décomposition en valeurs/vecteurs propres est d'utiliser la diagonalisation de la matrice \mathbf{T} , qui est en général de rang 3, en une somme non cohérente de trois matrices de cohérence, \mathbf{T}_k , chacune étant pondérée par sa valeur propre associée [Cloude 96] :

$$\mathbf{T} = \sum_{k=1}^3 \lambda_k \mathbf{T}_k \quad (1.87)$$

Les matrices \mathbf{T}_k étant de trace unitaire, les valeurs propres représentent la puissance associée à chacune des composantes et sont ordonnées telles que $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq 0$.

Paramètres dérivés des valeurs propres

L'ensemble des valeurs propres indique la répartition de la puissance totale sur les différentes composantes de la décomposition. A chaque valeur propre est associée une pseudo-probabilité p_k liées aux propriétés statistiques des phénomènes de rétrodiffusion.

L'ensemble des p_k correspond à une normalisation des valeurs propres λ_k :

$$p_k = \frac{\lambda_k}{\sum_{k=1}^3 \lambda_k} \quad \text{avec} \quad \sum_{k=1}^3 p_k = 1 \quad \text{et} \quad p_k \leq 1 \quad (1.88)$$

Il est possible de décrire le spectre des valeurs propres au moyen de deux paramètres réels : l'entropie et l'anisotropie. L'entropie de la cible, H , est définie comme l'indicateur du caractère aléatoire du phénomène de rétrodiffusion global. Elle est obtenue suivant :

$$H = - \sum_{k=1}^3 p_k \log_3(p_k) \quad (1.89)$$

Une entropie nulle indique que la cible observée est pure et que la rétrodiffusion est déterministe. Ceci se traduit par la présence d'une seule valeur propre normalisée non nulle et égale à 1. Un caractère complètement aléatoire est défini par une entropie égale à 1, indiquant que les pseudo-probabilités sont égales. Enfin, l'anisotropie permet de caractériser l'importance relative des mécanismes secondaires et est définie comme :

$$A = \frac{p_2 - p_3}{p_2 + p_3} \quad (1.90)$$

A partir de ces deux paramètres issus des valeurs propres, il est possible d'évaluer le nombre de mécanismes de diffusion présents, i.e la distribution des valeurs propres. En partant de l'égalité suivante déterminée par [Pottier 98] :

$$HA + (1 - H)A + H(1 - A) + (1 - H)(1 - A) = 1 \quad (1.91)$$

l'importance d'un des termes de la somme détermine la structure du mécanisme global de rétrodiffusion comme indiqué sur la figure 1.11.

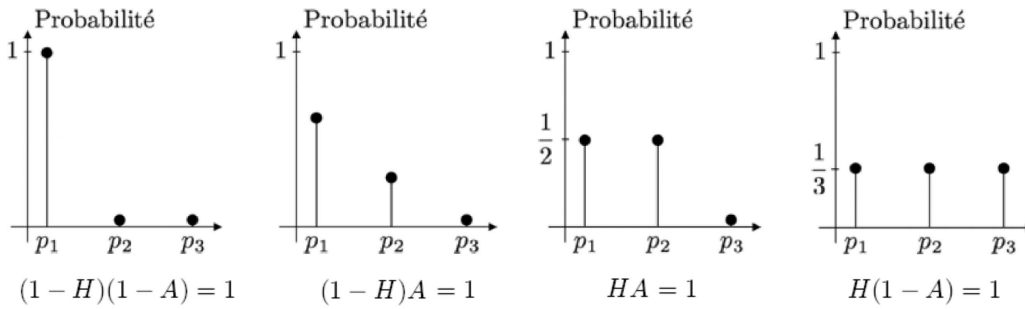


FIG. 1.11 – Représentation du spectre des pseudo-probabilités en fonction de la combinaison H/A .

Paramètres dérivés des vecteurs propres

Les vecteurs propres sont paramétrés et associés à des caractéristiques physiques correspondantes aux mécanismes de diffusion. En effet, un vecteur unitaire à trois dimensions

possède cinq degrés de liberté et peut donc être paramétré au moyen de cinq angles :

$$\mathbf{v}_k = e^{j\phi_k} \begin{bmatrix} \cos\alpha_k \\ \sin\alpha_k \cos\beta_k e^{j\delta_k} \\ \sin\alpha_k \sin\beta_k e^{j\gamma_k} \end{bmatrix} \quad (1.92)$$

Le terme de phase ϕ_k n'étant pas observable dans la structure de la matrice de cohérence associée, il est supposé nul. Une interprétation des quatre paramètres restants est proposée [Cloude 96][Cloude 97] :

- Le paramètre α_k est associé à la nature du mécanisme de diffusion. Si α_k est nul alors le mécanisme est celui d'une diffusion de surface canonique. Dans l'autre cas extrême, c'est-à-dire $\alpha_k = 90^\circ$, le mécanisme de rétrodiffusion est celui d'un dièdre ou d'une hélice. Toutes autres valeurs intermédiaires représentent un mécanisme de diffusion anisotrope. Pour $\alpha_k = 45^\circ$, le mécanisme est celui d'un dipôle canonique.
- Le paramètre β_k a été interprété comme étant un indicateur de l'orientation de l'axe de symétrie principal d'une cible par rapport à l'axe de visée du radar.
- δ_k et γ_k sont liés à l'orientation de l'axe de symétrie principal de la cible.

En tenant compte de la probabilité de chaque mécanisme (p_1, p_2, p_3), la moyenne des différents α_k est calculée comme :

$$\bar{\alpha} = \sum_{k=1}^3 p_k \alpha_k \quad (1.93)$$

De la même manière, les autres paramètres dérivés des vecteurs propres peuvent être ainsi moyennés. Cet ensemble de paramètres moyens caractérise alors le vecteur propre associé à la matrice de diffusion déterministe moyenne équivalente. Cette matrice définit le comportement polarimétrique équivalent du milieu imagé.

1.4.2 Classification de données SAR polarimétriques

La classification d'environnements naturels est l'une des applications les plus importantes de l'imagerie SAR. De nombreuses méthodes existent :

- Les classifications dites "hiérarchiques" consistent à utiliser des seuils sur des paramètres issues des données SAR polarimétriques afin de séparer deux à deux les milieux naturels. Les paramètres utilisés peuvent être les coefficients de rétrodiffusion dans les différents canaux ou bien des paramètres issus de la représentation matricielle (corrélation inter-canaux, puissance issue de décomposition, ...). Toutefois, les seuils déterminés pour un capteur ou une zone donnée peuvent se révéler inadaptés lors de l'application sur d'autres données. En combinant cette approche avec des méthodes statistiques, il est alors possible d'adapter le schéma de classification aux données. Bien que relativement simple à mettre en oeuvre, cette méthode se révèle particulièrement efficace pour la discrimination de la neige humide [Nagler 00] ou la segmentation d'environnements agricoles [Skriver 05].
- Un deuxième type de classification utilise les caractéristiques statistiques globales des images SAR polarimétriques telles que la distribution Gaussienne complexe pour le vecteur cible [Kong 90] ou bien la distribution de Wishart dans le cas de représentations matricielles multi-vues [Lee 94]. Ces méthodes ont été étendues au cas de données multi-fréquentielles [Ferro-Famil 01]. Dans les cas où la dimensionalité des

données est faible (cas de données en polarisation double où seuls les canaux HH/VV ou HH/VH ou VV/VH sont disponibles), des informations sur la texture de l'image peuvent s'ajouter au processus décisionnel [Du 02].

- Une alternative à ces méthodes statistiques repose sur les caractéristiques des mécanismes de rétrodiffusion. Les différents type de terrain peuvent être séparés en trois catégories selon les mécanismes de diffusion prépondérant (rebond pair, impair et diffusion de volume) [Van Zyl 89]. Une autre méthode basée sur la décomposition mathématique des matrices de covariance ou de cohérence (cf. section 1.4.1.3) a été aussi formulée [Cloude 97].

La première méthode étant fortement dépendant du milieu étudié, cette partie s'attache à décrire les concepts de base inhérents aux deux dernières méthodologies qui peuvent en effet s'appliquer quelque soit le milieu imagé.

1.4.2.1 Classification non-supervisée $H - \bar{\alpha}$

Une segmentation non-supervisée des données polarimétriques utilisant l'entropie et l'angle $\bar{\alpha}$ a été introduite par Cloude et Pottier [Cloude 97]. Alors que l'entropie apporte une information sur la complexité des mécanismes, le paramètre moyen $\bar{\alpha}$ est utilisé pour identifier le type de mécanisme. Le plan bi-dimensionnel est séparé en huit catégories sur la figure 1.12. La ligne pleine correspond à la limite des valeurs de H et de $\bar{\alpha}$ qui peuvent être obtenues.

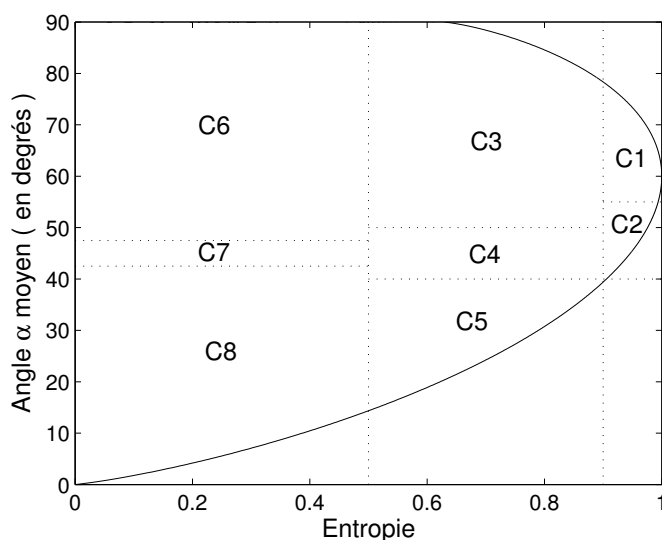


FIG. 1.12 – Segmentation du plan $H - \bar{\alpha}$ en 8 zones.

L'axe H est partagé en trois zones traduisant un comportement polarimétrique quasiment déterministe ($H \leq 0.5$), modérément aléatoire ($0.5 \leq H \leq 0.9$) et fortement aléatoire ($H \geq 0.9$). De même, l'axe $\bar{\alpha}$ est segmenté en trois espaces qui correspondent à une réflexion de surface ($\bar{\alpha} \ll 45$), à une double réflexion ($\bar{\alpha} \gg 45$) et à une diffusion de volume ($\bar{\alpha} \approx 45$). L'interprétation du mécanisme de rétrodiffusion pour chacune des 8 régions du plan est donnée par [Cloude 97].

En général, les données SAR représentées dans le plan $H - \bar{\alpha}$ ne se regroupent pas par paquet appartenant à un seul mécanisme. Les résultats varient largement en fonction des seuils des différentes zones. Un exemple est illustré par la figure 1.13. Il peut être observé que la segmentation $H - \bar{\alpha}$ permet de discriminer d'une manière macroscopique les mécanismes de diffusion. Les étendues d'eau et les champs agricoles sont caractérisés par une réflexion de surface alors que la diffusion pour les forêts est dominée par une diffusion de volume. Par contre, les différents milieux naturels ne sont pas clairement délimités : il est par exemple délicat d'identifier les lacs.

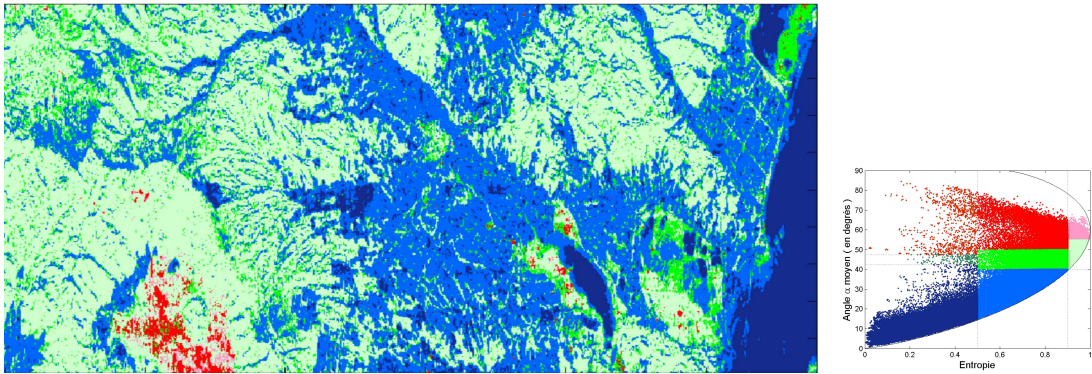


FIG. 1.13 – Segmentation non supervisée dans le plan $H - \bar{\alpha}$ des données PALSAR acquises vers la ville de Bihoro le 15 mai 2007.

1.4.2.2 Classification supervisée par maximum de vraisemblance

Une solution à ce problème consiste à utiliser une approche supervisée où les classes sont définies *a priori* par l'utilisateur. Le problème de la segmentation optimale d'une image SAR peut être alors formulé de la manière suivante : pour un pixel donné p de l'image et sachant les données SAR mesurées x , quelle est la classe optimale parmi les M classes possibles $\{\Theta_1, \dots, \Theta_M\}$?

Règle de décision de Bayes

La réponse à cette question est donnée par la règle de décision de Bayes utilisant les probabilités conditionnelles des différentes classes. Un pixel se voit attribué la classe la plus probable par rapport à l'information x .

$$p \in \Theta_i \quad \text{si} \quad P(\Theta_i|x) > P(\Theta_j|x) \quad (1.94)$$

Dans ce cas, la probabilité d'erreur liée au choix de la classe Θ_i est obtenue à partir des probabilités *a posteriori* des classes non sélectionnées telle que

$$P(\text{erreur}|x) = \sum_{j \neq i} P(\Theta_j|x)P(x) \quad (1.95)$$

Il est alors évident que l'attribution de la classe avec la probabilité *a posteriori* la plus forte minimise la probabilité de l'erreur conditionnelle. Cependant, $P(\Theta_i|x)$ est difficile à estimer. En utilisant le théorème de Bayes, l'égalité suivante peut être écrite :

$$P(\Theta_i|x)P(x) = P(x|\Theta_i)P(\Theta_i) \quad (1.96)$$

où $P(x|\Theta_i)$, appelé vraisemblance, est la probabilité de l'observation x étant donné la classe Θ_i , et $P(\Theta_i)$ la probabilité *a priori* d'obtenir la classe Θ_i . Cette dernière étant égale à $\frac{1}{M}$ si l'on suppose les classes équiprobables, l'équation (1.94) peut finalement être modifiée suivant :

$$p \in \Theta_i \quad \text{si} \quad \Theta_i = \operatorname{argmax} P(x|\Theta_i) \quad (1.97)$$

Approche supervisée avec la matrice de Sinclair \mathbf{S}

Dans le cas de données SAR représentées sous la forme de matrices de Sinclair \mathbf{S} , l'observation x est remplacée par le vecteur cible \mathbf{k} à 3 éléments complexes. Comme il a été montré dans la section 1.2.1.1 pour le cas mono-polarisé, les éléments de \mathbf{k} suivent une distribution gaussienne circulaire de variance unitaire. A partir de ces éléments, il est démontré que le vecteur \mathbf{k} suit une distribution multivariée complexe gaussienne [Kong 90] et que la probabilité du vecteur \mathbf{k} étant donnée une classe Θ_i est calculée selon :

$$P(\mathbf{k}|\Theta_i) = \frac{\exp(-\mathbf{k}^{*T} \langle \Sigma_i \rangle \mathbf{k})}{\pi^q \det \Sigma_i} \quad (1.98)$$

avec $\langle \Sigma_i \rangle = E(\mathbf{k}_i \mathbf{k}_i^{*T})$ la matrice de covariance globale de la classe Θ_i et q le nombre d'éléments du vecteur \mathbf{k} (ici $q = 3$). En pratique, la valeur de $\langle \Sigma_i \rangle$ est estimée pendant une phase d'entraînement et vaut :

$$\langle \Sigma_i \rangle = \frac{1}{n_i} \sum_{p \in \Theta_i} \mathbf{k}_i \mathbf{k}_i^{*T} \quad (1.99)$$

où n_i est le nombre de pixels préselectionnés appartenant à la classe Θ_i . Du point de vue de l'implémentation, il est souvent plus facile d'appliquer une fonction logarithmique à cette probabilité. La fonction *logarithme* étant bijective et croissante, la décision optimale tel que décrite par l'équation (1.97) peut aussi s'écrire :

$$p \in \Theta_i \quad \text{si} \quad \Theta_i = \operatorname{argmin} (d(\mathbf{k}, \Theta_i)) \quad (1.100)$$

avec

$$\begin{aligned} d(\mathbf{k}, \Theta_i) &\propto -\ln(P(\mathbf{k}|\Theta_i)) \\ &\propto +\ln(\det(\langle \Sigma_i \rangle)) + \operatorname{Tr}(\langle \Sigma_i \rangle^{-1} \mathbf{k} \mathbf{k}^{*T}) + q \ln \pi \end{aligned} \quad (1.101)$$

La pseudo-distance $d(\mathbf{k}, \Theta_i)$ mesure donc la vraisemblance entre le vecteur \mathbf{k} et le vecteur équivalent à la classe Θ_i . Sa minimisation permet de trouver la classe optimale.

Approche supervisée avec la matrice de Covariance \mathbf{C}

Dans le cas de la matrice de covariance \mathbf{C} ou de cohérence \mathbf{T} , ces matrices suivent une distribution de Wishart complexe [Lee 94]. Pour une matrice \mathbf{C} provenant de la sommation incohérente de n observations telle que $\mathbf{C} = \langle \mathbf{k}_L \mathbf{k}_L^{*T} \rangle_n$, la distribution de Wishart est formalisée de la manière suivante :

$$P(\mathbf{C}) = \frac{n^{pq} (\det \mathbf{C})^{n-q} \exp\left(-\operatorname{Tr}\left(n \langle \Sigma \rangle^{-1} \mathbf{C}\right)\right)}{K(n, q) (\det \langle \Sigma \rangle)^n} \quad (1.102)$$

avec :

$$K(n, q) = \pi^{q(q-1)/2} \prod_{i=1}^q \Gamma(n - i + 1) \quad (1.103)$$

où $\Gamma(\cdot)$ représente la fonction Gamma. De la même manière que précédemment, et après simplification des termes constants ou multiplicatifs suite à l'opérateur *logarithme*, la règle de décision est la suivante :

$$p \in \Theta_i \quad \text{si} \quad \Theta_i = \operatorname{argmin}(d(\mathbf{C}, \Theta_i)) \quad (1.104)$$

avec :

$$d(\mathbf{C}, \Theta_i) = +\ln(\det \langle \mathbf{C}_i \rangle) + \operatorname{Tr}(\langle \mathbf{C}_i \rangle^{-1} \mathbf{C}) \quad \text{et} \quad \langle \mathbf{C}_i \rangle = \frac{1}{n_i} \sum_{p \in \Theta_i} \mathbf{C} \quad (1.105)$$

Cette méthode se décompose donc en deux étapes :

- calculer l'estimée au sens du maximum de vraisemblance de la matrice de covariance $\langle \mathbf{C}_i \rangle$ pour chaque classe Θ_i
- pour chaque pixel de l'image, calculer la distance $d(\mathbf{C}, \Theta_i)$ entre \mathbf{C} et $\langle \mathbf{C}_i \rangle$ pour chaque classe Θ_i , puis déterminer la classe optimale Θ_{opt} qui minimise ce critère.

Un exemple de classification supervisée est donnée par la figure 1.14.

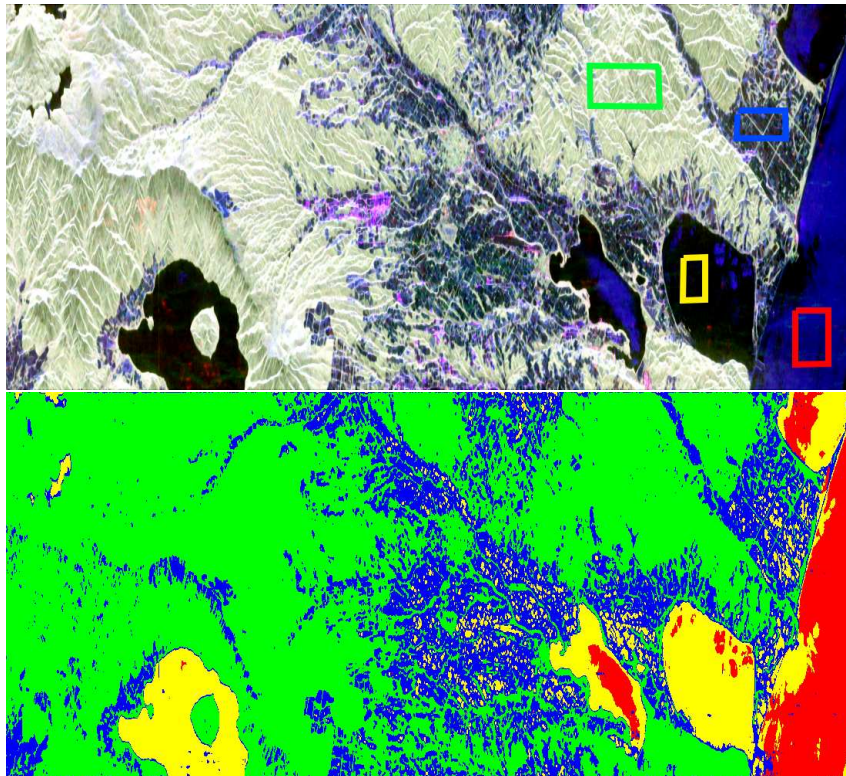


FIG. 1.14 – Classification de données polarimétriques PALSAR par la méthode du maximum de vraisemblance basée sur la distribution de Wishart : Sélection de 4 zones d'entraînement (Haut) et résultats de la classification (Bas).

Il a été montré qu'un pixel p possédant des attributs x peut se voir attribuer une classe optimale Θ_i si l'on connaît la probabilité conditionnelle $P(x|\Theta_i)$. Dans le cas d'une approche non supervisée, il n'est pas possible de connaître cette probabilité en l'absence de vérité terrain permettant d'estimer empiriquement les lois conditionnelles. Pour contourner ce problème, une solution basée sur la méthode des K-moyens est souvent adoptée. Un compromis entre la méthode développée par Cloude et Pottier et l'approche supervisée introduite dans cette section a été développé [Lee 99a]. L'ajout de l'anisotropie (cf. Equation (1.90)) permet d'affiner encore la classification [Pottier 00]. Toutefois, la description de ces méthodes dépasse le cadre de cette étude. Dans le chapitre 5.2.2.3, seule la technique de classification supervisée sera utilisée.

Conclusion

Les atouts des capteurs SAR sont présentés dans ce chapitre. Au delà de leur capacité d'imagerie à l'échelle globale de jour comme de nuit, et ce, quelques soient les conditions météorologiques, les traitements associés à ces capteurs permettent l'obtention d'images de réflectivité avec une résolution métrique. Quelques aspects liés à l'imagerie SAR ont ensuite été introduits afin de mieux appréhender la nature des images formées par ces systèmes. Les statistiques des images SAR sont fortement liées à la nature physique de l'interaction entre l'onde EM émise et le milieu observé. Ainsi, il a été montré que les données étaient affectées par un bruit multiplicatif nommé speckle dont la variance est proportionnelle à la réflectivité de l'image. De plus, la visée latérale des capteurs SAR engendre des distorsions sur les images acquises sur des zones montagneuses. Ce point fera l'objet d'un traitement particulier dans le chapitre 4.

Au delà de ces aspects, les capteurs SAR actuels permettent de mesurer l'état de la polarisation de l'onde. Afin d'analyser cette information supplémentaire, un formalisme mathématique associé a été introduit. Les représentations polarimétriques matricielles permettent ainsi de rendre compte de la modification de la polarisation d'une onde incidente provoquée par une scène naturelle. A partir de ces représentations, trois théorèmes de décomposition polarimétrique ont été présentés. Ils permettent d'analyser et d'interpréter la réponse EM d'un environnement naturel. En se basant sur les statistiques de ces données polarimétriques, des méthodes de classification sont finalement introduites. La méthode basée sur l'estimation du Maximum de Vraisemblance et la distribution de Wishart permet de classifier d'une manière efficace les différents types de milieux sur une scène naturelle.

Ce chapitre constitue donc une base nécessaire à la bonne utilisation et à l'interprétation des données SAR en vue d'une caractérisation du couvert neigeux.

Bibliographie

- [Bamler 98] R. Bamler and P. Hartl, “*Synthetic Aperture Radar interferometry*”, Inverse Problems, vol. 14, pp. R1 - R54, 1998.
- [Cloude 96] S.R. Cloude and E. Pottier, “*A review of target decomposition theorems in Radar polarimetry*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 34, no. 2, pp. 498-518, 1996.
- [Cloude 97] S.R. Cloude and E. Pottier, “*An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 35, no. 1, pp. 68-78, 1997.
- [Cumming 05] I. Cumming and F. Wong, “*Digital Processing of Synthetic Aperture Radar Data*”, Norwood, MA : Artech House, 2005.
- [Curlander91] J.C. Curlander and R.N. McDonough, “*Synthetic Aperture Radar : systems and signal processing*”, New York : Wiley, 1991.
- [Du 02] L. Du, M.R. Grunes and J.S. Lee, “*Unsupervised classification of dual-polarization SAR images based on amplitude and texture characteristics*”, Int. J. Remote Sensing, vol. 23, no. 20, pp. 4383-4402, 2002.
- [Ferro-Famil 00] L. Ferro-Famil, “*Téledétection multi-fréquentielle et multi-temporelle d’environnements naturels à partir de données SAR polarimétriques*”, Thèse de Doctorat, Université de Nantes, France, 2000.
- [Ferro-Famil 01] L. Ferro-Famil and E. Pottier, “*Dual frequency polarimetric SAR data classification and analysis*”, Progress In Electromagnetics Research, PIER 31, pp. 247-272, 2001.
- [Franceschetti 99] G. Franceschetti and R. Lanari, “*Synthetic Aperture Radar Processing*”, CRC Press, 1999.
- [Freeman 92] A. Freeman, “*SAR calibration : an overview*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, no. 6, pp. 1107-1121, 1992.
- [Freeman 98] A. Freeman and S. L. Durden, “*A three-component scattering model for polarimetric SAR data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 36, no. 3, pp. 963-973, 1998.
- [Goodman 76] J.W. Goodman, “*Some fundamental properties of speckle*”, Journal of the Optical Society of America A, vol. 66, no. 11, pp. 1145-1150, 1976.
- [Huynen 70] J.R. Huynen, “*Phenomenological theory of radar targets*”, Ph. D. Dissertation, Drukkerij Bronder-Offset N.V., Rotterdam, The Netherlands, 1970.
- [Jin 93] Y.Q. Jin, “*Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing*”, World Scientific, ISBN 981-02-1648-3, 1993.
- [Jones 41] R.C. Jones, “*New calculus for the treatment of optical systems*”, J. Opt. Soc. Am., vol. 31, pp. 488-493, 1941.
- [Kong 90] J.A. Kong, S.H. Yueh, H.H. Lim, R.T. Shin and J.J. Van Zyl, “*Classification of Earth terrain using polarimetric Synthetic Aperture Radar images*”, Progress In Electromagnetics Research, PIER 03, pp. 327-370, 1990.
- [Lee 92a] J.S. Lee, I. Hoppel and S.A. Mango, “*Unsupervised estimation of speckle noise in radar systems*”, Int. J. Imaging Systems and Technology, vol. 4, pp. 293-305, 1992.

- [Lee 94] J.S. Lee, M.R. Grunes and R. Kwok, “*Classification of multi-look polarimetric SAR imagery based on complex Wishart distribution*”, Int. J. Remote Sens., vol. 15, no. 11, pp. 2299-2311, 1994.
- [Lee 99a] J.S. Lee, M.R. Grunes, T.L. Ainsworth, L.J. Du, D.L. Schuler and S.R. Cloude, “*Unsupervised classification using polarimetric decomposition and the complex Wishart classifier*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 37, pp. 2249-2258, 1999.
- [Lee 99b] J.S. Lee, M.R. Grunes, T.L. Ainsworth, L.J. Du, D.L. Schuler and S.R. Cloude, “*Polarimetric SAR speckle filtering and its implication for classification*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 35, no. 5, pp. 2363-2373, 1999.
- [Nagler 00] T. Nagler and H. Rott, “*Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 2, pp. 754-765, 2000.
- [Pottier 92] E. Pottier and J. Saillard, “*Fondements mathématiques de la polarimétrie et son application au domaine du radar*”, Annales des télécommunications, vol. 47, no. 7-8, 1992.
- [Pottier 98] E. Pottier, “*Unsupervised classification scheme and topology derivation of POLSAR digital image data based on the $(H/A/\alpha)$ polarimetric decomposition theorems*”, Proc. JIPR-4, Nantes, France, pp. 535-548, 1998.
- [Pottier 00] E. Pottier and J.S. Lee, “*Unsupervised classification scheme of PolSAR images based on the complex Wishart distribution and the $H/A/\alpha$ polarimetric decomposition theorem*”, 3th European Conference on Synthetic Aperture Radar, Munich, 2000.
- [Sarabandi 95] K. Sarabandi, L.E. Pierce, M.C. Dobson, F.T. Ulaby, J.M. Stiles, T.C. Chiu, R. De Roo, R. Hartikka, A. Zambetti and A. Freeman, “*Polarimetric calibration of SIR-C using point and distributed targets*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 33, no. 4, pp. 858-866, 1995.
- [Shimada 99] M. Shimada, “*Synthetic Aperture Radar Processing*”, Journal of the Geodetic Society of Japan, vol. 45, no. 4, pp. 277-281, 1999.
- [Sinclair 50] G. Sinclair, “*The Transmission and Reception of Elliptically Polarized (Radar) Waves*”, Proceedings of the IRE, vol. 38, pp. 148-151, 1950.
- [Skriver 05] H. Skriver, J. Dall, T. Le Toan, S. Quegan, L. Ferro-Famil, E. Pottier, P. Lumsdon and R. Moshammer, “*Agriculture classification using POLSAR data*”, In Proc. of POLINSAR 05, Frascati, Italie, Jan. 2005.
- [Small 04] D. Small, M. Jehle, E. Meier and D.Nüesch, “*Radiometric terrain correction incorporating local antenna gain*”, In Proc. of the 5th European Conference on Synthetic Aperture Radar EUSAR, Ulm, Germany, pp. 929-932, 2004.
- [Tsang 85] L. Tsang, J.A. Kong and R.T. Shin, “*Theory of microwave remote sensing*”, A Wiley-Interscience publication, New York, 1985.
- [Ulaby 81] F. T. Ulaby, R. K. Moore and A. K. Fung, “*Microwave remote sensing*”, vol. 1, Artech House, Boston, London, 1981.
- [Ulaby 82] F.T Ulaby, R.K. Moore and A.K. Fung, “*Microwave remote sensing : active and passive, Vol. II – Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*”, Addison-Wesley, Advanced Book Program, Reading, Massachusetts, 1982.
- [Ulaby 86] F.T. Ulaby, R.K. Moore and A.K. Fung, “*Microwave remote sensing : active and passive, Vol. III – volume scattering and emission theory, Advanced systems and applications*”, Artech House, Inc., Dedham, Massachusetts, 1986.

-
- [Van Zyl 89] J.J. Van Zyl, "*Unsupervised classification of scattering behavior using radar polarimetry data*", IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 27, pp. 36-45, 1989.
- [Van Zyl 93] J.J. Van Zyl, B.D Chapman, P. Dubois and J. Shi, "*The effet of topography on SAR calibration*", IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 31, no. 5, pp. 1036-1043, 1993.

Chapitre 2

Caractérisation du Couvert Neigeux

Sommaire

2.1	Variabilité du manteau neigeux	46
2.1.1	Influence du vent sur le dépôt	47
2.1.2	Métamorphisme et stratigraphie	47
2.2	Modélisation du couvert neigeux à l'aide de données météorologiques	49
2.2.1	Spatialisation des données : le modèle SAFRAN	50
2.2.2	Evolution du manteau neigeux : le modèle Crocus	50
2.3	Définitions et paramètres descriptifs du couvert neigeux . . .	52
2.3.1	Paramètres élémentaires	53
2.3.2	Modélisation de la texture de la neige	54
2.3.3	Modélisation mathématique de la neige humide dans le régime pendulaire	58
	Conclusion	62
	Bibliographie	63

La rétrodiffusion électromagnétique (EM) étant fortement corrélée aux propriétés du milieu observé, il est nécessaire d'adopter une approche spécifique pour chaque zone naturelle. Ce chapitre présente certaines caractéristiques du couvert neigeux indispensables avant les étapes de modélisation EM du chapitre 3 et de caractérisation des chapitres 4 et 5.2.2.3. Le but de ce chapitre n'est donc pas de dresser un inventaire complet des caractéristiques de la neige. Dans ce cadre, le lecteur est invité à lire certains ouvrages dédiés à la nivologie tel que [Ancey 96]. Seuls les éléments de base nécessaires pour appréhender le reste de cette étude sont ici présentés.

La première partie présente les différentes caractéristiques du manteau neigeux. La neige est un milieu complexe composé de particules de glace, d'air et d'eau liquide. Le couvert neigeux présente une grande variabilité :

- dans l'espace avec l'influence du vent sur le dépôt,
- aux niveaux des formes et des tailles des particules de glace,
- pour la répartition spatiale de l'eau liquide à travers les particules.

La deuxième partie de ce chapitre présente le modèle météorologique développé par Météo-France. Ce modèle permet de simuler le couvert neigeux alpin et présente l'avantage d'estimer la stratigraphie du manteau ainsi que l'état de métamorphose de la couche de neige. Les simulations de ce modèle météorologique seront utilisées dans les chapitres suivants.

La partie 3 introduit les différents paramètres utilisés pour la modélisation EM. Basés sur des grandeurs physiques élémentaires telles que la densité, l'humidité et la taille des particules, la paramétrisation de la couche de neige est liée aux possibilités de modélisation des théories EM de diffusion. La texture de la neige est étudiée par le biais de fonctions statistiques telles que la fonction de corrélation spatiale. Ces approches ne permettent pas de modéliser d'une manière parfaitement réaliste l'ensemble des différents types de couvert neigeux. Dans cette optique, un modèle mathématique décrivant la répartition de l'eau liquide est présenté dans le paragraphe 2.3.3 au delà de toute contrainte de modélisation EM. Même si le chapitre 3 démontrera que cette modélisation ne permet pas de tenir compte de certains phénomènes EM majeurs, elle constitue une approche intéressante offrant de nombreuses perspectives de recherche.

2.1 Variabilité du manteau neigeux

Les chutes de neige proviennent de la condensation solide de vapeur d'eau dans les nuages. En fonction de la température, les cristaux de glace élémentaires de forme hexagonale peuvent évoluer selon trois types : la colonne, la plaquette ou l'étoile. Lorsque l'effet de la pesanteur est suffisant, ces particules de glace tombent sous forme de neige si la température reste négative ou sous forme de pluie dans le cas contraire. En moyenne, la limite neige/pluie se situe de 200 à 400 mètres en dessous de l'isotherme 0°C [Ancey 96]. Au delà des trois formes classiques issues du germe hexagonal, l'Organisation Mondiale de la Météorologie recense sept autres familles de cristaux de neige (symbole + dans la classification internationale [Colbeck 90]).

2.1.1 Influence du vent sur le dépôt

Une fois déposée au sol, la neige fraîche et peu dense peut se faire transporter par le vent créant des zones d'érosion et d'accumulation. Selon la force du vent, différents phénomènes peuvent se produire :

- le charriage : à de faibles vitesses du vent, les particules de glace se déplacent par roulement sur le sol. Ce phénomène engendre des migrations de l'ordre de la dizaine de centimètres.
- la saltation : à des vitesses plus élevées, les particules sont véritablement éjectées du sol puis peuvent rebondir provoquant une réaction en chaîne.
- la diffusion : les particules très légères peuvent être prises dans une turbulence les transportant à une grande distance de leur point d'origine. Le soulèvement est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Que ce soit la corniche se créant le long des crêtes, la congère derrière un obstacle ou les dépôts comme les plaques à vent gommant le relief sur des pentes entières, l'ensemble de ces accumulations provoque de nombreux accidents. Les zones d'accumulation dont la surface varie de quelques dizaines de mètres à l'échelle du versant sont responsables de nombreuses avalanches. Certaines études permettent actuellement de prédire ces zones à l'échelle d'un massif par le biais d'une mise en équations plus ou moins simpliste des phénomènes [Liston 98] [Durand 04]. A une échelle plus fine (≈ 1 km), la distribution des zones d'accumulation ou d'érosion peut être simulée dans le cas d'un site expérimental [Durand 05]. Cependant, son application à l'échelle d'un massif semble difficile à mettre en oeuvre de part l'influence d'obstacles non prévisibles (rocher, végétation ...) et la nécessité d'avoir un réseau de mesures très dense. Dans ce cadre, la télédétection SAR peut apporter une information sur la variabilité spatiale du manteau neigeux.

2.1.2 Métamorphisme et stratigraphie

Avec l'accumulation des chutes de neige pendant la saison hivernale et les périodes ventées, le manteau neigeux est constitué d'un empilement de strates ayant des propriétés mécaniques⁽¹⁾, physiques et thermiques bien différentes. Outre une variabilité verticale, le manteau neigeux varie très fortement en fonction de l'orientation des pentes et de l'altitude. Les cristaux de neige subissent des transformations liées aux flux thermodynamiques tout au long de la saison hivernale provoquant la modification des couches de neige jusqu'à leur fonte. On peut distinguer deux types de métamorphose selon la présence ou non d'eau liquide comme illustrées par les photographies de la figure 2.1.

2.1.2.1 Cas de la neige sèche

La neige est dite "sèche" lorsque ses uniques constituants sont la glace, l'air et la vapeur d'eau. En l'absence d'eau liquide, deux phénomènes thermodynamiques transforment les couches de neige fraîchement déposées. D'une part, des phénomènes de transfert de vapeur ayant lieu à l'échelle de la particule de glace entre ses zones convexes et ses zones concaves induisent un lissage des particules. D'autre part, la métamorphose peut être liée à la différence de température entre le bas et le haut du manteau neigeux entraînant la sublimation

⁽¹⁾Les notions relatives à la stabilité du manteau telles que la cohésion sont volontairement omises dans cette étude.

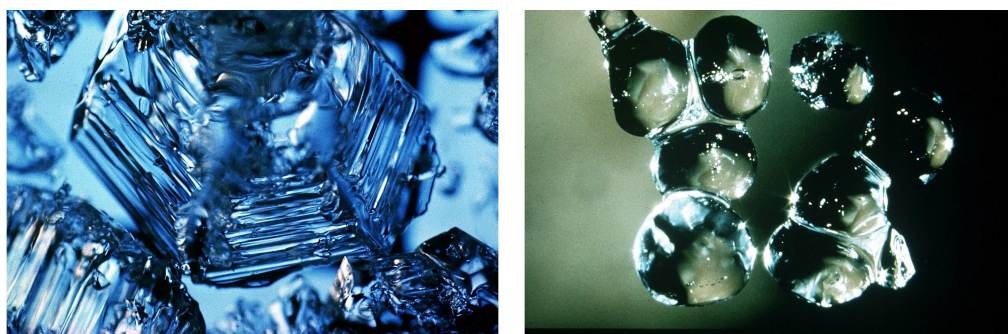


FIG. 2.1 – (Gauche) Grains caractéristiques de la neige sèche avec des gobelets (Δ). (Droite) Grains ronds (\circ) et ménisques d'eau liquide caractéristiques de la neige humide dans le régime pendulaire - ©Météo France/CEN

des particules les plus chaudes. La vapeur d'eau se condense autour des particules les plus froides qui deviennent plus anguleuses.

En fonction du gradient de température, le lissage est plus ou moins prépondérant face au transfert de vapeur entre particules :

- Pour un gradient inférieur à $5^{\circ}\text{C}/\text{m}$, l'arrondissement des particules est majoritaire transformant lentement les particules de neige fraîche en des particules reconnaissables (symbole /) puis en des grains fins aux formes arrondies (symbole \bullet) et de diamètre proche de 0.2 mm . Cela est accompagné par un rapprochement des particules formant une couche relativement dense (de 200 à $300\text{ kg}/\text{m}^3$).
- Pour un gradient entre $5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ et $20^{\circ}\text{C}/\text{m}$, les deux phénomènes coexistent et des grains à faces planes (symbole \square) et de diamètres proche de 0.5 mm apparaissent. La densité de ces couches est de l'ordre de 250 à $350\text{ kg}/\text{m}^3$.
- Pour un gradient supérieur à $20^{\circ}\text{C}/\text{m}$, les phénomènes liés au gradient de température provoquent un effet très important sur les particules les transformant en grains de forme pyramidale (symbole Δ) et de dimensions pouvant atteindre 2 mm . La densité d'une telle couche varie entre 250 à $400\text{ kg}/\text{m}^3$.

Il peut être noté que la température de l'air et le vent modifient le dépôt de neige. En fonction de la température au voisinage du sol, le dépôt de neige va être plus ou moins dense. Avec une température très basse ($< -8/-10^{\circ}\text{C}$), la densité de la couche de neige sera très faible (de 20 et $100\text{ kg}/\text{m}^3$) et les particules ($+$) peu modifiées. Par contre, le cas contraire provoquera un léger adoucissement des contours avec formation de quelques particules reconnaissables ($/$) et donc un dépôt plus dense (de 150 et $200\text{ kg}/\text{m}^3$). Lors d'un dépôt venté, l'action mécanique du vent provoque la cassure des branches des cristaux et donc l'apparition de particules reconnaissables voir de particules très fines.

2.1.2.2 Cas de la neige humide

Lorsque le bilan thermique est positif entre l'atmosphère et la neige (température élevée ou fort rayonnement) ou lors de pluie, l'eau liquide apparaît dans le manteau : la neige est alors "humide". Deux types de métamorphisme peuvent être distingués selon la proportion d'eau liquide :

- Régime pendulaire : Les particules de glace sont reliées les unes aux autres par des ponts d'eau liquide lorsque la proportion d'eau liquide est inférieure à 7-8% du volume total. La phase liquide est discontinue et prend la forme de ménisque autour du point de contact entre les particules : c'est la force de capillarité. Cette force est inversement proportionnelle au volume d'eau mise en jeu et donc à la taille des particules. De plus, elle abaisse la température de fusion, ce qui provoque la fonte des plus petites particules. L'eau liquide provenant des petites particules se loge alors dans les parties concaves des plus grosses, puis se solidifie au contact. Les particules s'arrondissent et leur taille augmente en s'homogénéisant. Ces phénomènes sont illustrés sur la figure 2.2.
- Régime funiculaire : Pour une proportion d'eau liquide excédant 7-8%^{vol}, l'eau liquide englobe totalement les particules de glace. La force de capillarité devient alors négligeable. L'eau liquide étant un meilleur conducteur de chaleur que l'air, des phénomènes liés à la convexité/concavité des particules ont lieu. Les mécanismes d'arrondissement et de grossissement sont encore plus rapides que précédemment.

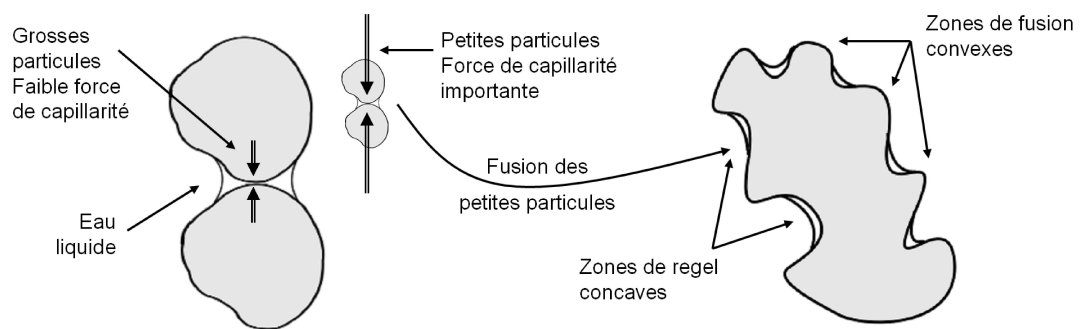


FIG. 2.2 – Phénomènes thermodynamiques au sein de la neige humide dans le régime pendulaire. [Ancy 96]

Ces processus engendrent peu à peu une densification du manteau neigeux (jusqu'à 500 kg/m³) composé de particules rondes (symbole \circ) de taille variant entre 0.2 mm et 2 mm. Il peut être intéressant de noter que l'apport thermique peut être fourni aux couches inférieures par un sol non gelé. Une forte chute de neige au tout début de la saison hivernale suivie d'une forte diminution de la température peut en effet jouer un rôle d'isolant pour les échanges thermiques entre le sol et l'air. La température du sol reste alors proche de celle acquise avant la première chute de neige. La profondeur du gel dans le sol est directement proportionnelle au nombre de jours avec une température moyenne journalière négative tant que le manteau neigeux n'excède pas 20 cm. Au delà de 20 cm, le sol et l'air sont isolés thermiquement, et la profondeur du gel n'augmente pas [Hirota 06].

2.2 Modélisation du couvert neigeux à l'aide de données météorologiques

Il semble évident que le bilan thermique et le bilan de matières (neige / pluie) sont indispensables pour prédire au mieux l'évolution du manteau neigeux. A l'intérieur du manteau,

les phénomènes de métamorphose, de percolation de l'eau liquide ou bien de tassement sont des paramètres tout aussi importants. Plusieurs modèles numériques simulent le manteau neigeux à l'aide des conditions météorologiques dont les plus connus sont SNTHERM [Jordan 91], SNOWPACK [Bartelt 02] et Crocus [Brun 89]. Tous prennent en compte les phénomènes de base liés aux échanges thermiques. Les caractéristiques du modèle français Crocus sont brièvement présentées dans cette section.

2.2.1 Spatialisation des données : le modèle SAFRAN

Afin de simuler l'évolution du manteau neigeux, il est important de déterminer auparavant les paramètres météorologiques dont dépend l'évolution du manteau. Même si le réseau de mesures est relativement dense en France, il ne permet pas de caractériser les conditions météorologiques pour chaque versant d'un massif et pour une infinité d'altitudes. Le modèle SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) a été développé [Durand 93] afin d'extrapoler et/ou interpoler les données météorologiques mesurées localement.

Ce modèle réalise une spatialisation des données météorologiques observées pour 23 massifs des Alpes françaises en considérant la segmentation suivante :

- 6 orientations : Nord, Ouest, Sud Ouest, Sud, Sud Est et Est
- 11 altitudes : de 600 mètres à 3600 mètres d'altitude au dessus du niveau de la mer par pas de 300 mètres.
- 3 pentes : 0°, 20° et 40°

A noter que ces massifs ont été choisis pour leur homogénéité climatologique (principalement au niveau pluviométrique). Les données proviennent des observations des différents réseaux de mesures (stations automatiques du réseau Nivose, réseau nivo-météorologique, messages de type SYNOP⁽²⁾) et sont interpolées géographiquement. Suite à la spatialisation, une interpolation horaire de l'ensemble des paramètres est réalisée. En sortie de ce modèle, SAFRAN fournit les principaux paramètres affectant l'évolution du manteau neigeux :

- la température de l'air sous abri
- l'humidité de l'air sous abri
- la vitesse du vent
- le rayonnement solaire incident direct ou diffus
- le rayonnement infrarouge (ou thermique) incident
- la nébulosité
- les quantités et les phases des précipitations

Enfin, il est intéressant de noter que SAFRAN ne tient pas encore compte du transport de la neige par le vent à l'échelle du massif (cf. Section 2.1.1).

2.2.2 Evolution du manteau neigeux : le modèle Crocus

Le modèle numérique Crocus [Brun 89] calcule l'évolution de l'énergie et de la masse du couvert neigeux. A partir des données fournies par SAFRAN, il simule la température,

⁽²⁾SYNOP pour *code Synoptique d'Observation en Surface* est un code numérique utilisé pour la transmission d'observations météorologiques enregistrées par les stations automatiques. Les messages SYNOP sont envoyés toutes les 6 heures en ondes courtes.

la densité, l'humidité mais aussi la stratification du manteau neigeux. Un schéma des différents processus pris en compte par Crocus est montré sur la figure 2.3.

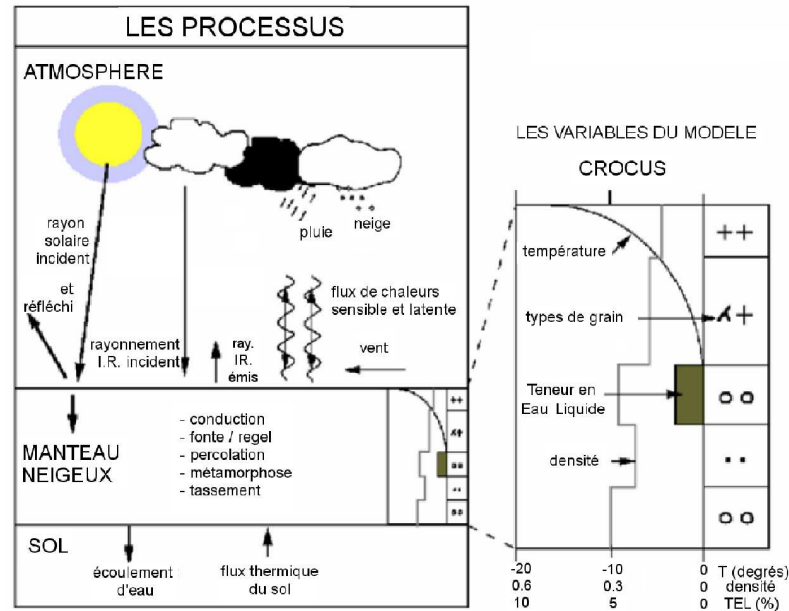


FIG. 2.3 – Fonctionnement de Crocus - ©Météo France/CEN.

Crocus simule quotidiennement l'évolution du manteau sans réinitialisation, des premières chutes de neige jusqu'à la fonte printanière. L'inconvénient de cette méthode repose sur le fait que les erreurs peuvent s'accumuler tout au long de la saison, sans correction possible. En effet, la forte variabilité du manteau neigeux, à la fois spatiale mais aussi en profondeur, rend difficile une assimilation de mesures *in situ* dans la modélisation. L'originalité de Crocus par rapport aux autres modèles énoncés dans l'introduction réside dans sa capacité à tenir compte du métamorphisme (cf. Section 2.1.2). Un nouveau formalisme y est introduit : la dendricité et la sphéricité [Brun 92]. La dendricité varie de 1 à 0 au cours du temps et décrit la part de neige fraîche (symbole +) encore présente dans la couche. La sphéricité est un paramètre qui indique la proportion de particules rondes (symbole ● ou ○) par rapport à l'ensemble des particules. Lorsqu'il n'y a plus de particules de neige fraîche, i.e lorsque la dendricité devient nulle, la taille des particules vient compléter la description. La figure 2.4 décrit la relation entre le formalisme de Crocus et la classification internationale [Colbeck 90].

La chaîne SAFRAN/Crocus a été validée à de nombreuses reprises et est actuellement utilisée en mode opérationnel pour la prédiction d'avalanches grâce au module MEPRA [Durand 99]. A partir des profils stratigraphiques Crocus, MEPRA calcule les caractéristiques mécaniques de chaque couche (cisaillement, résistance...), prédit les couches susceptibles d'être instables pour enfin attribuer un indice de risque pour le manteau. A titre d'illustration, l'épaisseur du manteau neigeux estimée par Crocus est représentée pour le massif des Grandes Rousses sur la figure 2.5.

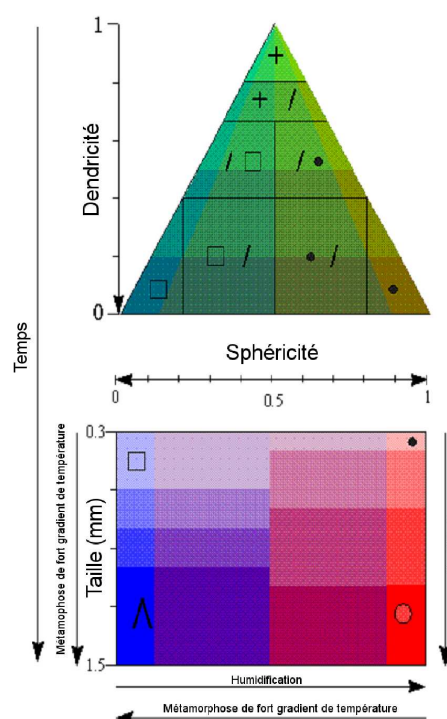


FIG. 2.4 – Relation entre le formalisme de dendriticité/sphéricité et la classification internationale - ©Météo France/CEN.

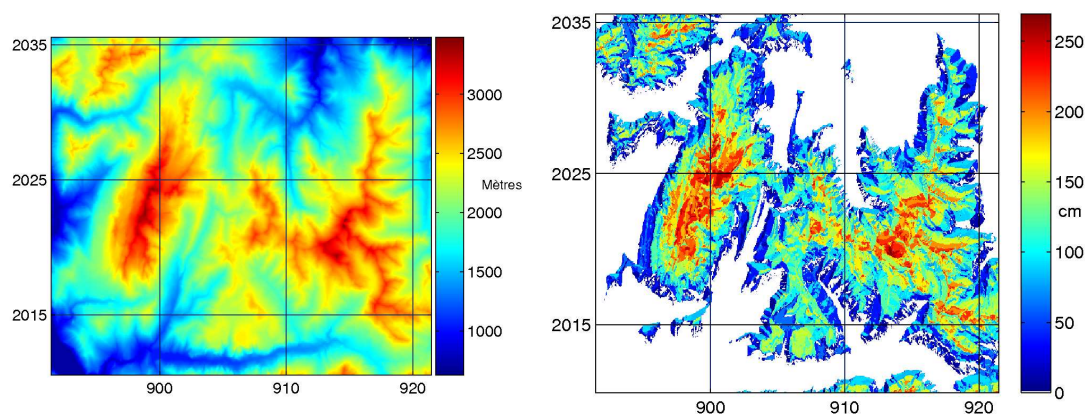


FIG. 2.5 – (Gauche) Modèle numérique de Terrain pour le massif des Grandes Rousses dans le système géodésique NTF projeté en Lambert II étendu avec annotations en kilomètres. (Droite) Épaisseur du manteau neigeux estimée par Crocus le 13 mai 2004.

2.3 Définitions et paramètres descriptifs du couvert neigeux

Dans les parties précédentes, plusieurs paramètres décrivant l'état du manteau neigeux ont été qualitativement introduits. La proportion d'eau liquide, la densité ou la taille des particules ont été citées sans toutefois leur donner une définition et une paramétrisation

essentielles à toute modélisation EM future. Dans ce cadre, une description statistique de la texture de la neige est présentée.

2.3.1 Paramètres élémentaires

2.3.1.1 Humidité, densité et porosité

La densité de la neige est définie comme le rapport de sa masse volumique sur la masse volumique référence de l'eau et s'écrit :

$$\rho_{neige} = \frac{m_{neige}}{m_{eau}} = \frac{f_{eau}m_{eau} + f_{glace}m_{glace}}{m_{eau}} = f_{eau} + 0.917f_{glace} \quad (2.1)$$

avec f_{glace} la fraction volumique de glace, f_{eau} la fraction volumique d'eau liquide, $m_{eau} = 1000\text{kg}/\text{m}^3$ et $m_{glace} = 917\text{kg}/\text{m}^3$. La porosité de la neige ϕ est définie comme la proportion volumique d'espace libre et s'écrit :

$$\phi = \frac{v_{air} + v_{eau}}{v_{neige}} = 1 - f_{glace} \quad (2.2)$$

En combinant ces deux dernières équations, la densité, la porosité et la fraction volumique d'eau liquide dans le manteau sont reliées par :

$$\rho_{neige} = 0.917(1 - \phi) + f_{eau} \quad (2.3)$$

Finalement, l'Equivalent en Eau de la Neige (*EEN*) et la Teneur en Eau Liquide (*TEL*) sont deux quantités décrivant le manteau neigeux dans son ensemble. L'*EEN* est égal à la quantité totale d'eau liquide que peut fournir le manteau lors de la fonte. La *TEL* est la quantité totale d'eau liquide présente dans le couvert. Avec un manteau neigeux composé de N couches d'épaisseur variables dz_k , ces deux paramètres sont égaux à :

$$EEN = \sum_{k=1}^N \rho_{neige}^k dz_k \quad TEL = \sum_{k=1}^N f_{eau}^k dz_k \quad (2.4)$$

2.3.1.2 Taille et forme des particules

La détermination de la taille et de la forme des particules de glace est rendue difficile par sa grande variabilité. Des méthodes appropriées permettent d'extraire la distribution des tailles en utilisant des photographies d'échantillons prises sur le terrain [Gay 99]. Cependant, ces techniques *a posteriori* ne sont en général pas mises en oeuvre et l'utilisateur doit souvent mesurer une taille moyenne à l'aide d'une loupe et d'une grille calibrée engendrant une erreur d'estimation de l'ordre de ± 0.25 mm. Dans ce cas, le modèle EM ne peut utiliser que des particules sphériques. D'autres modèles EM utilisent des ellipsoïdes afin de représenter les formes des particules de glace. Leurs orientations sont alors décrites par une densité de probabilité conjointe $p(\alpha, \beta, \gamma)$ définie par les trois angles d'Euler dans le repère $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ [Jin 93]. Toutefois, ces variables d'orientation de particules ne sont pas quantifiables en pratique : ces particules non-sphériques ont alors une distribution d'orientation totalement uniforme. [Kendra 95] propose cependant d'utiliser une distribution anisotrope pour l'angle γ afin de simuler la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux. Les particules sont orientées plus ou moins verticalement du fait de la force de gravité.

Par ailleurs, Crocus modélise la variabilité des tailles et des formes de particules par le biais de la dendricité et de la sphéricité. On rappelle ici que la dendricité d_{cr} indique la proportion de neige fraîche (symbole +) et que la sphéricité s_{cr} indique celle de particules rondes (symbole • ou ◦) par rapport à l'ensemble des particules. Une taille de particule équivalente peut être calculée et le rayon équivalent des particules de glace est égal à [Brun 92] :

$$2r_{glace}(10^{-1}mm) = d_{cr} + (1 - d_{cr})(4 - s_{cr}) \quad \text{avec} \quad \begin{cases} 0 < s_{cr} < 1 \\ 0 < d_{cr} < 1 \end{cases} \quad (2.5)$$

Lorsqu'il n'y a plus de particules de neige fraîche, i.e lorsque la dendricité devient nulle, la taille des particules vient compléter la description. Pour un milieu non dendritique décrit par le diamètre optique do_{cr} (en $10^{-1}mm$) et la sphéricité, le rayon équivalent des particules de glace est égal à :

$$2r_{glace}(10^{-1}mm) = s_{cr}do_{cr} + \max\left(4, \frac{do_{cr}}{2}\right)(1 - s_{cr}) \quad \text{avec} \quad \begin{cases} 0 < s_{cr} < 1 \\ do_{cr} < (10^{-1}mm) \end{cases} \quad (2.6)$$

La modélisation de Crocus permet donc de tenir compte de la variabilité de forme et de taille par le biais des paramètres de dendricité et sphéricité. Son utilisation dans le cadre d'une modélisation de la rétrodiffusion EM permet donc d'éviter l'utilisation de densités de probabilité sur les formes et les orientations de particules souvent complexes et difficilement quantifiables en pratique.

2.3.2 Modélisation de la texture de la neige

L'objet de cette partie est d'étudier les représentations statistiques de la texture de la neige. Les notions de fonction de corrélation ou de distribution de paire sont introduites. En effet, comme il sera étudié dans le chapitre suivant, les propriétés de rétrodiffusion de la neige sont particulièrement liées à ces fonctions. Pour des milieux homogènes et isotropes comme la neige, la plupart des études utilise une corrélation exponentielle car sa formulation est simple et approxime relativement bien la texture du milieu. Cependant, la longueur de corrélation doit être correctement choisie dans ce cas.

2.3.2.1 Particules impénétrables et texture

Considérons la neige comme un ensemble de particules de glace de forme sphérique et de fraction volumique f_{glace} dans un milieu ambiant d'air. Ce milieu peut être représenté par la fonction $H(\vec{r})$ valant 1 à l'intérieur des particules et 0 dans l'air. Soit $P_{11}(r)$ la probabilité pour que deux points séparés de la distance $r = |\vec{r}|$ soit dans le milieu 1 :

$$P_{11}(r) = \langle H(\vec{r}')H(\vec{r}' + \vec{r}) \rangle \quad (2.7)$$

Ainsi, la fonction de corrélation normalisée de H peut s'écrire en fonction de $P_{11}(r)$ de la manière suivante :

$$R(r) = \frac{P_{11}(r)}{P_{11}(0)} = \frac{P_{11}(r)}{f_{glace}} \quad (2.8)$$

Pour des particules impénétrables de rayon r_{glace} , la fonction de corrélation peut être calculée par le biais de la probabilité $P_{11}(r)$ qui se décompose en deux parties [Veysoglu 96] :

$$P_{11}(r) = f_{glace} \left[1 - \frac{3r}{4r_{glace}} + \frac{1}{16} \left(\frac{r}{r_{glace}} \right)^3 \right] + \quad (2.9)$$

$$f_{glace}^2 \int_{V_2} d^3r_1 \int_{V_1} d^3r_2 g(|\bar{r}_2 - \bar{r}_1|) / \left(\frac{4\pi r_{glace}^3}{3} \right)^2$$

où g est une fonction dite de “distribution de paire” qui sera décrite dans le paragraphe suivant. La première partie de (2.9) est égale à la probabilité que les deux points appartiennent à la même particule. Lorsque la distance est égale à 0, cette probabilité est donc égale à la fraction volumique des particules. Si $r = 2r_{glace}$, cette partie est nulle. Même si l’on se trouve dans un cas de particules impénétrables, il peut être noté que cette probabilité est égale au volume commun que deux particules séparées de $r < 2r_{glace}$ auraient en commun. La deuxième partie est égale à la probabilité que les deux points appartiennent à deux particules différentes de volume V_1 et V_2 . Elle dépend de la fonction de distribution de paire g .

2.3.2.2 Fonction de distribution de paire

Dans un milieu de neige sèche, la densité globale de particules est égale à $n_{glace} = f_{glace}/V_{glace}$ où V_{glace} est le volume élémentaire d’une particule de glace. A la distance r d’une particule, cette densité de particule varie localement. Le rapport entre la densité locale à une distance r et la densité moyenne est équivalent à la fonction de distribution de paires $g(r)$. Elle mesure la manière dont la structure du milieu dévie d’une distribution complètement aléatoire. Dans le cas de particules impénétrables, la fonction est donc nulle quelque soit r inférieur à $2r_{glace}$. Au delà de cette distance, deux extrêmes sont possibles :

- Dans le cas d’un milieu très peu dense, les particules sont positionnées aléatoirement et la probabilité de trouver un centre de particule à une distance r est donc uniforme. $g(r)$ est égale à 1 quelque soit la distance r . Cette théorie “HC” (de l’anglais Hole Correction) est particulièrement adaptée au cas des gaz.
- Dans le cas inverse où la densité est maximale, toutes les particules sont collées. Dans un cas unidimensionnel, on trouve un centre de particule à chaque distance $2r_{glace}$. Ainsi, $g(r)$ s’exprime selon :

$$g(r) = \sum_{k=0}^{\infty} \delta(r - 2kr_{glace}) \quad (2.10)$$

La neige se comporte d’une manière intermédiaire puisque la fraction volumique des particules de glace varie globalement entre 0.15 et 0.6. Sa distribution se doit d’être physiquement réaliste avec notamment un caractère indépendant pour r très grand, c’est à dire avec :

$$\lim_{r \rightarrow \infty} g(r) = 1 \quad (2.11)$$

La distribution de Percus-Yevick est la plus couramment utilisée pour décrire la répartition des particules de glace dans la neige [Tsang 85]. Un exemple de sa distribution est donné sur la figure 2.6. Plus la concentration de particules de glace augmente, plus les valeurs de

$g(r)$ dépend de r et se rapproche d'un cas déterministe. Pour f très faible, la distribution s'uniformise. L'introduction de la distribution de Percus-Yevick au sein des équations (2.8) et (2.9) permet de calculer la fonction de corrélation.

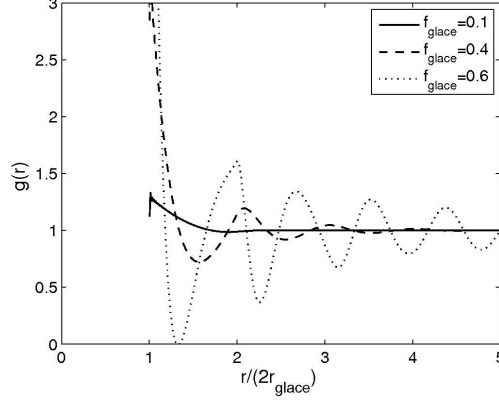


FIG. 2.6 – Distribution de paire de Percus-Yevick.

2.3.2.3 Fonction de corrélation et longueur de corrélation

Plusieurs approximations des fonctions de corrélation définies par l'équation 2.8 ont été étudiées dans le cas de la neige sèche. Les modèles les plus utilisés sont les suivants [Huining 98] :

$$R(r) = \exp\left(-\frac{r}{L}\right) \quad \text{Modèle exponentiel} \quad (2.12)$$

$$R(r) = \begin{cases} 1 - \frac{3r}{4r_{glace}} + \frac{1}{16} \left(\frac{r}{r_{glace}}\right)^3 & r < 2r_{glace} \\ 0 & r \geq 2r_{glace} \end{cases} \quad [\text{Mätzler 97}] \quad (2.13)$$

$$R(r) = \begin{cases} \frac{(1-f) \left[\frac{3r}{4r_{glace}} - \frac{1}{16} \left(\frac{r}{r_{glace}}\right)^3 \right]}{f_{glace}} - \frac{1-f_{glace}}{f_{glace}} & r < 2r_{glace} \\ 0 & r \geq 2r_{glace} \end{cases} \quad [\text{Lim 94}] \quad (2.14)$$

Il est possible de remarquer que le modèle de Mätzler est identique à la première partie de la probabilité P_{11} (cf. équation (2.9)) et considère donc la couche de neige comme un milieu où les particules sont arrangées aléatoirement. La longueur de corrélation dans le cas exponentiel fait l'objet de nombreuses études comparatives [Mätzler 02]. Le modèle proposé par Stogryn [Stogryn 84a] semble être un bon compromis entre les différentes approches : la longueur de corrélation dépend à la fois de la taille des particules r_{glace} mais aussi de la fraction volumique f_{glace} :

$$L = \frac{4}{3} r_{glace} (1 - f_{glace}) \quad (2.15)$$

Par ailleurs, il est possible d'estimer cette longueur en utilisant des photographies d'échantillons de neige. Une fois la fonction de corrélation déterminée à l'aide de méthodes ap-

propriées, la longueur de corrélation est alors estimée en fonction de $R_{mesure}(r)$ selon :

$$L = \begin{cases} \operatorname{argmin}_L [d(R_L(r), R_{mesure}(r))] \\ \text{ou} \\ - \left(\frac{dR_{mesure}(r)}{dr} \right)^{-1} \Big|_{r=0} \end{cases} \quad (2.16)$$

où $d(\cdot, \cdot)$ est une métrique pour la première estimation. Dans la mesure où la deuxième solution de (2.16) dépend de la dérivée en $r = 0$, elle évolue fortement en fonction de la résolution des photographies. La première définition de (2.16) est en générale utilisée. Enfin, une dernière approche consiste à estimer cette longueur à l'aide d'une modélisation EM [Wiesmann 00] [Mätzler 00]. Ce point fera l'objet d'une étude plus approfondie dans la section 3.4.3.2.

2.3.2.4 Cas de la neige humide

Aux fréquences utilisées dans cette étude, la permittivité de la glace est beaucoup plus proche de celle de l'air que de celle de l'eau liquide. Ce milieu à trois éléments est alors modélisé par une fonction de corrélation à deux phases (eau liquide dans un mélange air/glace). Cependant, l'approche radiale développée dans la section précédente n'est plus adaptée et doit être modifiée :

- Dans le régime pendulaire, l'eau liquide dans le milieu ne forme pas de sphères. La fonction de corrélation de ce milieu prend alors la forme suivante [Jin 89] :

$$R(r) = \exp \left(-\frac{x^2 + y^2}{l_p^2} - \frac{|z|}{l_z} \right) \quad (2.17)$$

où $l_p = l_x = l_y$ et l_z sont les longueurs de corrélation dans le repère $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$. Ces longueurs n'étant pas mesurables, elles sont souvent estimées par une approche EM [Arslan 05].

- Dans le régime funiculaire, l'eau liquide englobe les particules de glace. Une fine couche homogène d'eau liquide se forme sur chaque particule. Par cette hypothèse de sphéricité, la fonction de corrélation radiale de forme exponentielle peut être utilisée pour le calcul de la texture de la neige humide. Dans ce cas, la longueur de corrélation est calculée selon le modèle de Stogryn (2.15). Le rayon extérieur de ces nouvelles particules est égale à celui de l'eau liquide tel que :

$$r_{part} \equiv r_{eau} = r_{glace} \left(1 + \frac{f_{eau}}{f_{glace}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.18)$$

et leur fraction volumique totale est égale à la somme des fractions volumiques f_{eau} et f_{glace} .

Selon la proportion d'eau liquide dans le milieu, deux approches sont donc possibles. Cependant, la fonction de corrélation bi-dimensionnelle définie par (2.17) présente l'inconvénient d'introduire une longueur de corrélation supplémentaire. Dans la perspective d'inversion du modèle EM et même si la deuxième approche n'est pas la plus réaliste d'un point de vue physique, la fonction de corrélation radiale sera utilisée dans le reste de cette étude quelque soit le régime de l'eau liquide.

2.3.3 Modélisation mathématique de la neige humide dans le régime pendulaire

Les relations précédentes sont liées aux possibilités actuelles de la modélisation EM. La texture de la couche de neige doit rester suffisamment simple pour une implémentation de la réponse EM. Cependant, il peut être intéressant d'étudier plus en détail la répartition de l'eau liquide au delà de toute contrainte de modélisation EM future. Une modélisation s'inspirant des travaux de Barlow [Barlow 03] est proposée dans cette section.

2.3.3.1 Anneaux pendulaires

Pour une fraction volumique f_{eau} inférieure à 7-8%, l'eau liquide est attirée par les particules de glace du fait des forces de capillarité et forme des anneaux pendulaires (cf. figure 2.1). En s'aidant de l'équation de Young-Laplace⁽³⁾ et de l'équilibre thermodynamique dans le couvert neigeux, le rayon du ménisque tel qu'indiqué sur la figure 2.7 est constant et égal à $r_1 = 0.24\text{mm}$. Dans la modélisation qui suit, les sphères sont considérées comme tangentes : il n'y a qu'un seul point de contact entre la sphère virtuelle d'eau liquide et les particules de glace. A partir de ces définitions et des paramètres connus r_{glace} et r_1 ,

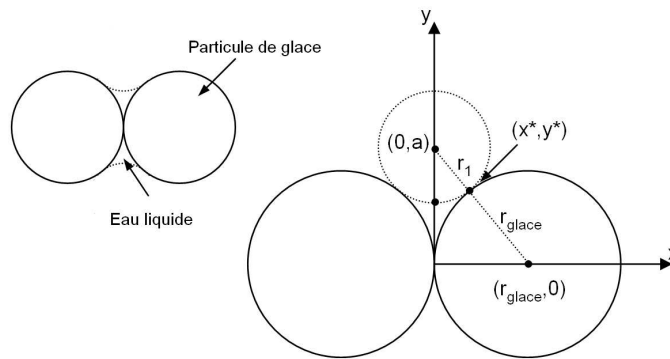


FIG. 2.7 – Géométrie 2D d'un anneau pendulaire.

il est possible de déterminer l'équation de la surface de l'eau liquide et des particules de glace dans le plan (x, y) :

$$y_{glace} = \sqrt{r_{glace}^2 - (x - r_{glace})^2} \quad (2.19)$$

$$y_{eau} = a - \sqrt{r_1^2 - x^2} \quad (2.20)$$

$$\text{avec } a = \sqrt{r_1^2 + 2r_1 r_{glace}} \quad (2.21)$$

⁽³⁾L'équation de Young-Laplace décrit la différence de tension de capillarité à l'interface de deux fluides statiques tel que l'eau et l'air.

Par symétrie axiale autour de l'axe x , le volume du ménisque d'eau V_{eau} est égal à la différence de volume entre les disques formés par y_{eau} et y_{glace} :

$$V_{eau} = 2\pi \int_0^{x^*} (y_{eau}^2 - y_{glace}^2) dx \quad (2.22)$$

$$= 2\pi \left\{ (a^2 + r_1^2)x^* - ax^* \sqrt{r_1^2 - x^{*2}} - ar_1^2 \operatorname{asin} \frac{x^*}{r_1} - r_{glace} x^{*2} \right\} \quad (2.23)$$

avec la borne d'intégration x^* égale à $\frac{r_{glace} r_1}{r_{glace} + r_1}$.

2.3.3.2 Généralisation

Dans le cas où les particules ne sont pas en contact ou au contraire collées, un nouveau formalisme doit être adopté comme indiqué sur la figure 2.8. Les équations des surfaces de

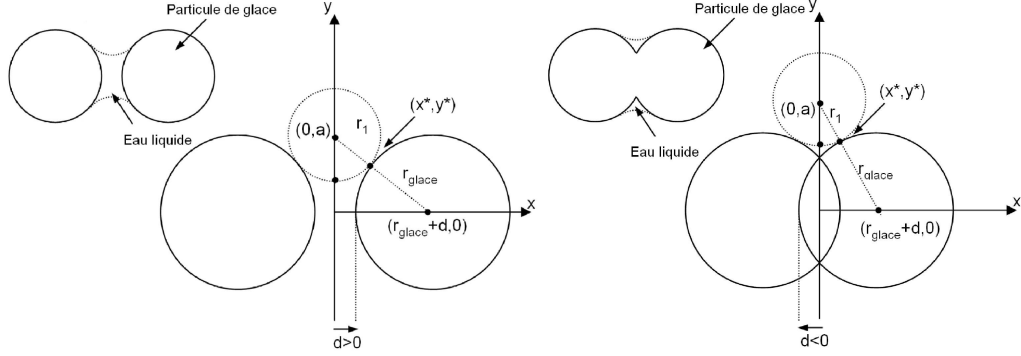


FIG. 2.8 – Anneaux pendulaires dans le cas de particules de glace espacées de la distance d (Gauche) et dans le cas de particules de glace collées avec une distance d négative (Droite).

la glace et de l'eau sont alors égales à :

$$y_{glace} = \begin{cases} \sqrt{r_{glace}^2 - (x - (r_{glace} + d))^2} & \text{pour } x \in [\max(0, d), x^*] \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.24)$$

$$y_{eau} = a - \sqrt{r_1^2 - x^2} \quad (2.25)$$

$$\text{avec } a = \sqrt{(r_1 + r_{glace})^2 - (r_{glace} + d)^2} \quad \text{et} \quad x^* = \frac{r_1(r_{glace} + d)}{r_1 + r_{glace}} \quad (2.26)$$

ce qui implique :

$$\begin{aligned} V_{eau} &= 2\pi \int_0^{x^*} y_{eau}^2 dx - 2\pi \int_{\max(0, d)}^{x^*} y_{glace}^2 dx \\ &= 2\pi \left\{ (a^2 + r_1^2 + d(2r_{glace} + d))x^* - ax^* \sqrt{r_1^2 - x^{*2}} - ar_1^2 \operatorname{asin} \frac{x^*}{r_1} \dots \right. \\ &\quad \left. - (r_{glace} + d)x^{*2} - \max(0, d) [r_{glace}d + d^2/3] \right\} \end{aligned} \quad (2.27)$$

et

$$\begin{aligned}
 V_{glace_{x \geq 0}} &= \pi \int_{\max(0, d)}^{2r_{glace} + d} y_{glace}^2 dx \\
 &= \pi \left\{ \frac{4}{3} r_{glace}^3 + \min(0, d) [r_{glace} |d| + |d|^2/3] \right\}
 \end{aligned} \tag{2.28}$$

Une estimation des variations de ces volumes en fonction de la distance inter-particules d est proposée sur la figure 2.9. Le volume des particules de glace est donc constant pour $d > 0$ et diminue légèrement si la distance est négative. Par contre, les variations de volume d'eau liquide sont relativement plus importantes et la capacité de stockage dans le ménisque est maximale pour une distance d positive. Relativement au volume des particules de glace, la capacité de stockage de l'eau liquide est maximale pour les particules les plus petites. Le rapport $V_{eau}/V_{glace_{x \geq 0}}$ est respectivement égal à 0.18 et 0.03 pour $r_{glace} = 0.25$ mm et $r_{glace} = 1$ mm.

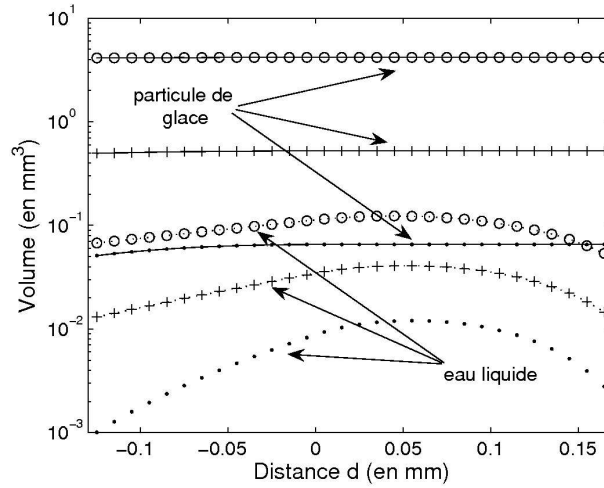


FIG. 2.9 – Variations des volumes de la particule de glace et de l'eau liquide en fonction de la distance inter-particules d et de la taille de particule r_{glace} : (o) pour 1 mm, (+) pour 0.5 mm et (·) pour 0.25 mm.

2.3.3.3 Agrégats de particules

A partir des caractéristiques globales de la neige (densité, taille équivalente de particules, fraction volumique d'eau liquide), il peut s'avérer intéressant de modéliser le manteau neigeux comme un ensemble d'agrégats de particules liées par des ménisques d'eau. Dans le cas où les particules se regroupent deux à deux, le rapport entre la fraction volumique des particules de glace et celle de l'eau liquide est égal à :

$$\frac{f_{glace}}{f_{eau}} = \frac{r V_{glace_{x \geq 0}}}{V_{eau}} \implies f_{eau} = \frac{\rho_{neige}}{1 + r \times 0.917 \frac{V_{glace_{x \geq 0}}}{V_{eau}}} \tag{2.29}$$

avec r le rapport entre le nombre de particules de glace et celui de ménisques d'eau (dans notre cas $r = 2$). L'humidité qu'il est possible de simuler avec cette approche est représentée

sur la figure 2.10. Généralement, la densité de la neige humide varie entre 0.35 et 0.5 avec des tailles de particules relativement grosses ($r_{glace} > 1mm$). La simulation montre donc certaines limitations liées à cette modélisation : une humidité supérieure à 3% est difficilement atteinte dans ce cas.

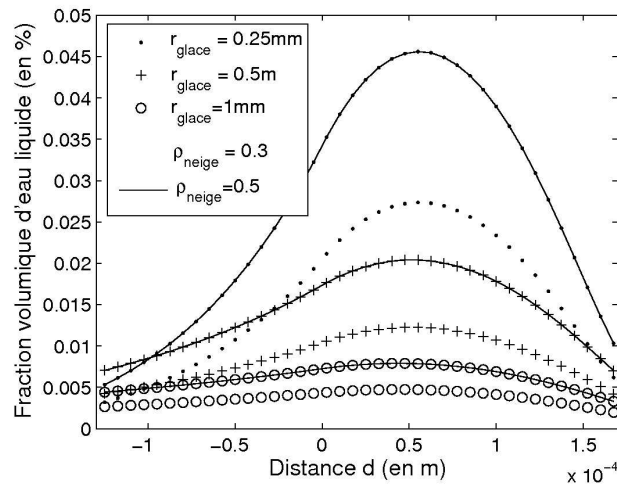


FIG. 2.10 – Fraction volumique d'eau liquide en fonction de la distance inter-particules d pour un manteau neigeux constitué uniquement de doublets de glace avec un pont de capillarité au milieu.

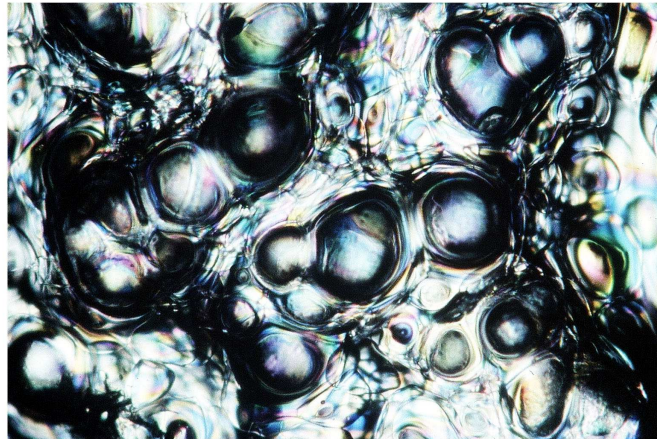


FIG. 2.11 – Phénomènes d'agrégation de particules de glace dans le régime pendulaire - ©Météo France/CEN.

Ceci met en exergue le fait que les particules de glace peuvent former des agrégats plus ou moins gros et de formes variées comme indiqué par la figure 2.11. Même si ces phénomènes d'agrégation ont fait l'objet de quelques études, il s'avère difficile de lier avec fiabilité la forme et la taille du cluster avec le métamorphisme subit par la neige. Il n'est alors pas possible de déterminer les positions des ménisques d'eau. Toutefois, cette

approche originale modélise d'une manière réaliste la répartition de l'eau liquide dans le couvert neigeux et pourrait s'avérer efficace pour simuler la réponse EM du couvert neigeux [De Roo 07].

Conclusion

Avant de modéliser la rétrodiffusion EM d'un manteau neigeux, ce deuxième chapitre présente certaines caractéristiques bio- et géo-physiques du couvert neigeux essentielles à la bonne compréhension de ce manuscrit. Une attention particulière est portée sur la grande variabilité du couvert neigeux à la fois pour sa structure verticale mais aussi au niveau spatial.

La chaîne SAFRAN/Crocus développée par Météo-France est alors présentée. A partir des conditions météorologiques interpolées par SAFRAN, Crocus estime les différentes caractéristiques du manteau neigeux. Cette chaîne météorologique permet d'obtenir des cartographies du couvert neigeux alpin avec une résolution de 300 mètres en altitude et en considérant six orientations cardinales et trois pentes différentes. Les atouts de ce modèle par rapport aux autres modèles existants résident dans sa capacité à simuler la stratigraphie du manteau ainsi que l'état de métamorphisme de chaque couche.

Ensuite, les paramètres de neige nécessaires à la modélisation EM sont définis d'une manière précise. La texture de la neige est alors particulièrement étudiée par le biais des fonctions de distribution de paire et des fonctions de corrélation. Ces modélisations permettent en effet le passage d'un milieu discret dont les constituants sont des particules à un milieu aléatoire continu. Toutefois, le cas de la répartition de l'eau liquide dans la neige met en avant les différences entre les modèles habituellement utilisées pour décrire la texture de la neige humide et la réalité. A partir des travaux de [Barlow 03], un modèle mathématique a été développé dans le but de représenter d'une manière totalement réaliste la répartition de l'eau liquide dans le régime pendulaire.

Bibliographie

- [Ancey 96] C. Ancey, “*Guide neige et avalanche : connaissances, pratiques et sécurité*”, Editions Édisud, ISBN 2-85744-797-3, 1996.
- [Arslan 05] A.N. Arslan, M. Hallikainen and J. Pulliainen, “*Investigating of snow wetness parameter using a two-phase backscattering model*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 43, no. 8, pp. 1827-1833, 2005.
- [Barlow 03] J. Barlow, “*Mathematical modeling of snow*”, PhD dissertation, University of Bristol, 2003.
- [Bartelt 02] P.B. Bartelt and M. Lehning, “*A physical SNOWPACK model for avalanche warning services. Part I : numerical model*”, Cold Regions Science and Technology, vol. 35, pp. 123-145, 2002.
- [Brun 89] E. Brun, E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou, “*An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting*”, Journal of Glaciology, vol. 35, no. 121, pp. 333-342, 1989.
- [Brun 92] E. Brun, P. David, M. Sudul and G. Brunot, “*A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting*”, Journal of Glaciology, vol. 38, no. 128, pp. 13-22, 1992.
- [Colbeck 90] S. Colbeck, E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K. Lied, D. McClung and E. Morris, “*The international classification for seasonal snow on the ground*”, The international commission on Snow and Ice of the international association of scientific hydrology, 1990.
- [De Roo 07] R.D. De Roo, A.W. England, Y.C. Chung, E. Weininger and K.M. Howell, “*A pendular ring model for microwave emission from a moist snow Pack*”, Technical Notes, Draft, The University of Michigan, 2007.
- [Durand 93] Y. Durand, E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc’h, B. Lesaffre and E. Martin, “*A meteorologica ; estimation of relevant parameters for snow model*”, Annals of Glaciology, vol. 18, pp. 65-71, 1993.
- [Durand 99] Y. Durand, G. Giraud, E. Brun, L. Mérindol and E. Martin, “*A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting*”, Journal of Glaciology, vol. 45, no. 151, pp. 469-484, 1999.
- [Durand 04] Y. Durand, G. Guyomarc’h, L. Mérindol and J.G. Corripio, “*2D numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography*”, Annals of Glaciology, vol. 38, pp. 59-71, 2004.
- [Durand 05] Y. Durand, G. Guyomarc’h, L. Mérindol and J.G. Corripio, “*Improvement of a numerical snow drift model and field validation*”, Cold Regions Science and Technology, vol. 43, pp. 93-103, 2005.
- [Gay 99] M. Gay, “*Caractérisation de la neige, du névé et de la glace par traitement d’images numériques*”, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France, Oct. 1999.
- [Hirota 06] T. Hirota, Y. Iwata, M. Hayashi, S. Suzuki, T. Hamasaki, R. Samashima and I. Takayabu, “*Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan*”, Journal of the Meteorological Society of Japan, vol. 84, no. 4, pp. 821-833, 2006.

- [Huining 98] W. Huining, J. Pulliainen and M. Hallikainen, “*Correlation functions and correlation lengths for dry snow*”, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, vol. 12, pp. 1337-1347, 1998.
- [Jin 89] Y.Q. Jin, “*The radiative transfer equation for strongly-fluctuating, continuous random media*”, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, vol. 42, no. 6, pp. 529-537, 1989.
- [Jin 93] Y.Q. Jin, “*Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing*”, World Scientific, ISBN 981-02-1648-3, 1993.
- [Jordan 91] R. Jordan, “*A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for SN THERM.89*”, Spec. Rep. 91-16, U.S. Army Corps of Eng., Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H., 1991.
- [Kendra 95] J.R. Kendra, “*Microwave remote sensing of snow : An empirical/theoretical scattering model for dense random media*”, Ph.D. dissertation, Department of Electrical Engineering and Computer Science, The University of Michigan, 1995.
- [Lim 94] H.H. Lim, M.E. Veysoglu, S.H. Yueh, R.T. Shin and J.A. Kong, “*Random medium model approach to scattering from a random collection of discrete scatters*”, *Journal of Electrom. Waves and Appl.*, vol. 48, pp. 801-817, 1994.
- [Liston 98] G.E. Liston and M. Sturm, “*A snow transport model for complex terrain*”, *Journal of Glaciology*, vol. 44, no. 148, pp. 498-516, 1998.
- [Mätzler 97] C. Mätzler, “*Autocorrelation functions of granular media with free arrangement of spheres, spherical shells or ellipsoids*”, *Journal of Applied Physics*, vol. 81, pp. 1509-1517, 1997.
- [Mätzler 00] C. Mätzler, “*A simple snowpack/cloud reflection and transmittance model from microwaves to ultraviolet : the ice-lamella pack*”, *Journal of Glaciology*, vol. 46, no. 152, pp. 20-24, 2000.
- [Mätzler 02] C. Mätzler, “*Relation between grain-size and correlation length of snow*”, *Journal of Glaciology*, vol. 48, no. 162, pp. 461-466, 2002.
- [Stogryn 84a] A. Stogryn, “*Correlation functions for random granular media in strong fluctuation theory*”, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 22, pp. 150-154, 1984.
- [Tsang 85] L. Tsang, J.A. Kong and R.T. Shin, “*Theory of microwave remote sensing*”, A Wiley-Interscience publication, New York, 1985.
- [Veysoglu 96] M.E. Veysoglu and J.A. Kong, “*Multi-scale correlation functions*”, *Progress In Electromagnetics Research, PIER 14*, pp. 279-315, 1996.
- [Wiesmann 00] A. Wiesmann, C. Fierz and C. Mätzler, “*Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks*”, *Annals of Glaciology*, vol. 31, pp. 397-405, 2000.

Chapitre 3

Modélisation de la Rétrodiffusion Électromagnétique du Manteau Neigeux

Sommaire

3.1	Diffusion d'une particule sous l'approximation de Rayleigh	66
3.1.1	Notions préliminaires	66
3.1.2	Coefficients d'extinction et d'absorption	68
3.1.3	Extinction et absorption des anneaux pendulaires	69
3.2	Diffusion électromagnétique d'un milieu hétérogène dense	71
3.2.1	Diffusion indépendante d'un ensemble de particules	71
3.2.2	Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire discret	74
3.2.3	Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire continu	78
3.3	Application à un couvert neigeux mono-couche	82
3.3.1	Implémentation du transfert radiatif	82
3.3.2	Analyse de la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux	86
3.4	Application à un couvert neigeux multi-couches	94
3.4.1	Implémentation du modèle EM multi-couches	94
3.4.2	Intérêts de l'approche multi-couches en bande C	95
3.4.3	Validation et optimisation du modèle EM multi-couches	97
	Conclusion	101
	Bibliographie	102

Dans le chapitre précédent, le couvert neigeux et ses différents paramètres bio- et géo-physiques susceptibles d'interagir avec les ondes EM ont été présentés. Ce chapitre 3 s'attache à modéliser et à comprendre les interactions des ondes EM avec le couvert neigeux.

Avant de pouvoir modéliser la rétrodiffusion EM du manteau neigeux, la partie 3.1 présente quelques notions théoriques de l'électromagnétisme liées à la diffusion d'une particule. Les limitations liées à l'utilisation des anneaux pendulaires seront mises en avant par rapport au cas canonique de la sphère.

En partant de l'indépendance EM des particules sphériques ou ellipsoïdales constituant le manteau neigeux, la diffusion EM d'un milieu hétérogène dense est introduite dans la partie 3.2. Le modèle du transfert radiatif et des théories EM complexes tenant compte des phénomènes de dépendance et de diffusion cohérente sont développées.

La partie suivante présente l'application de ces théories pour la modélisation de la rétrodiffusion EM de la neige sèche et de la neige humide en bande L et C. Une analyse des différents paramètres influençant la réponse EM est détaillée.

Un modèle EM multi-couches est finalement implémenté dans la partie 3.3 et validé à l'aide de données *in situ* et des données dans le canal co-polaire VV acquises par le capteur ASAR/ENVISAT en bande C. Il est ensuite optimisé à l'aide des profils stratigraphiques Crocus estimés tout au long de la fonte printanière 2004.

3.1 Diffusion d'une particule sous l'approximation de Rayleigh

Cette partie présente les éléments théoriques nécessaire pour l'étude de la diffusion d'une particule sous l'approximation de Rayleigh. Comme indiqué par la figure 3.1, on définit un champ électrique \mathbf{E}_i se propageant selon la direction \hat{k}_i dans un milieu de permittivité ϵ_0 . Ce vecteur \mathbf{E}_i est défini dans le plan tel que $\hat{e}_i \cdot \hat{k}_i = 0$. Dans ce milieu, il existe une particule de permittivité complexe ϵ_{part} dont le vecteur de position dans le repère orthonormé $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ est $\mathbf{r} = x\hat{x} + y\hat{y} + z\hat{z}$. Le champ électrique \mathbf{E}_i au voisinage de cette particule peut s'écrire sous l'approximation d'une onde plane :

$$\mathbf{E}_i = (\hat{h}_i E_{hi} + \hat{v}_i E_{vi}) e^{jk_i \hat{k}_i \mathbf{r}} = \hat{e}_i E_0 e^{jk_i \hat{k}_i \mathbf{r}} \quad (3.1)$$

où k est le nombre d'onde et E_0 est l'amplitude du champ électrique.

3.1.1 Notions préliminaires

On considère tout d'abord que cette particule est de forme ellipsoïdale avec les longueurs sur les demi-axes $(\hat{x}_b, \hat{y}_b, \hat{z}_b)$ égales à a , b et c qui vérifient l'hypothèse de Rayleigh ($\max(a, b, c) \ll \lambda/2\pi$). Les relations entre les demi-axes $(\hat{x}_b, \hat{y}_b, \hat{z}_b)$ et le repère orthonormé $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ sont données par [Tsang 00]. Sous l'effet du champ électrique, un dipôle oscillant de moment \mathbf{p} est créé dans la particule. Le terme décrivant la relation entre le moment dipolaire et le champ excitant est dénommé la polarisabilité et est souvent formalisé par le paramètre matriciel α . Il est dépendant de la géométrie et de la permittivité relative du diélectrique. Si les propriétés diélectriques sont uniformes à l'intérieur de la particule, le moment dipolaire est égal à :

$$\mathbf{p} = \alpha \mathbf{E}_i = v_{part} (\epsilon_{part} - \epsilon_0) \mathbf{E}_{int} \quad (3.2)$$

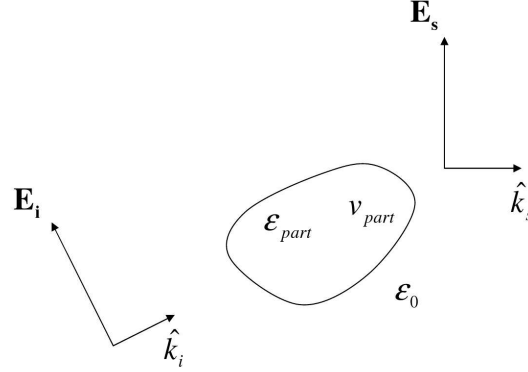


FIG. 3.1 – Diffusion d'une onde plane \mathbf{E}_i par une particule de volume v_{part} et de permittivité ϵ_{part} .

avec \mathbf{E}_{int} le champ interne induit par le champ électrique \mathbf{E}_i . Dans le cas de particules ellipsoïdales, le champ interne est calculé à l'aide des transformées de Laplace et est égal à :

$$\mathbf{E}_{int} = \hat{x}_b \left(\frac{\hat{x}_b \mathbf{E}_i}{1 + v_d A_a} \right) + \hat{y}_b \left(\frac{\hat{y}_b \mathbf{E}_i}{1 + v_d A_b} \right) + \hat{z}_b \left(\frac{\hat{z}_b \mathbf{E}_i}{1 + v_d A_c} \right) \quad (3.3)$$

avec

$$v_d = \left(\frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_0} \right) \quad A_x = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s+x)^2 R_s} \quad R_s = \sqrt{(s+a)^2 (s+b)^2 (s+c)^2} \quad (3.4)$$

Les scalaires A_a , A_b et A_c présentent la propriété suivante

$$A_a + A_b + A_c = 1 \quad (3.5)$$

Pour une ellipsoïde dont les dimensions a et b sont égales et avec \hat{z}_b l'axe de symétrie, ces scalaires peuvent être calculés analytiquement pour les cas canoniques présentés dans le tableau 3.1. Il peut être noté que dans le cas d'une particule sphérique le champ incident et le champ intérieur sont liés par [Stratton 41] :

$$\mathbf{E}_{int} = \frac{3\epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \mathbf{E}_i \quad (3.6)$$

Le moment dipolaire dans le cas d'une sphère est donc égal à :

$$\mathbf{p} = \alpha \mathbf{E}_i = v_{part} (\epsilon_{part} - \epsilon_0) \frac{3\epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \mathbf{E}_i \quad (3.7)$$

La polarisabilité α devient alors scalaire.

A partir de ce moment dipolaire, le champ diffusé \mathbf{E}_s dans la direction \hat{k}_s s'écrit en champ lointain sous la forme d'une onde sphérique selon [Tsang 00] :

$$\mathbf{E}_s = -\frac{k^2 e^{jkr}}{4\pi\epsilon_0 r} \hat{k}_s \times (\hat{k}_s \times \mathbf{p}) \quad (3.8)$$

Forme de la particule	Propriétés géométriques	Valeur de A_c
Ellipsoïde allongée	$c > a = b$	$A_c = -\frac{a^2}{2c^2e^3} (2e + \ln \frac{1-e}{1+e})$ avec $e = \sqrt{1 - (\frac{a}{c})^2}$
Ellipsoïde aplatie	$c < a = b$	$A_c = \frac{a^2}{c^2f^2} (1 - \frac{1}{f} \tan^{-1} f)$ avec $f = \sqrt{(\frac{a}{c})^2 - 1}$
Disque	$c \ll a = b$	$\lim_{f \rightarrow \infty} A_c = \frac{a^2}{c^2f^2}$ et $A_a = A_b = 0$
Sphère	$r_{part} \equiv a = b = c$	$A_a = A_b = A_c = \frac{1}{3}$

TAB. 3.1 – Valeurs de A_c selon la forme géométrique du diffuseur.

où \times représente le produit vectoriel. Finalement, le champ diffusé \mathbf{E}_s peut donc être exprimé en fonction de \mathbf{E}_i à l'aide de la fonction de diffusion \mathbf{F} tel que :

$$\mathbf{E}_s = \frac{e^{jkr}}{r} \mathbf{F} \hat{e}_i E_0 \quad (3.9)$$

$$\begin{bmatrix} E_{hs} \\ E_{vs} \end{bmatrix} = \frac{e^{jkr}}{r} \begin{bmatrix} f_{hh} & f_{hv} \\ f_{vh} & f_{vv} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{hi} \\ E_{vi} \end{bmatrix} \quad \text{avec} \quad f_{pq} = \hat{p}_s \mathbf{F} \hat{q}_i \quad (3.10)$$

et

$$\mathbf{F} = \frac{k^2 v_{part} (\epsilon_{part} - \epsilon_0)}{4\pi \epsilon_0} \left[\frac{\hat{x}_b \hat{x}_b}{1 + v_d A_a} + \frac{\hat{y}_b \hat{y}_b}{1 + v_d A_b} + \frac{\hat{z}_b \hat{z}_b}{1 + v_d A_c} \right] \quad (3.11)$$

ce qui induit dans le cas de la sphère que l'amplitude du dyade de diffusion \mathbf{F} est égale à un scalaire :

$$\mathbf{F}(\hat{k}_i, \hat{k}_i) = k^2 r_{part}^3 \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \quad (3.12)$$

3.1.2 Coefficients d'extinction et d'absorption

Avant de caractériser la diffusion d'un ensemble de particules, les propriétés d'atténuation et de diffusion d'une particule sont définies à partir des relations précédentes. La particule de permittivité $\epsilon_{part} = \epsilon'_{part} + j\epsilon''_{part}$ absorbe de l'énergie de l'onde incidente qui se calcule selon la loi d'Ohm par :

$$P_a = \frac{1}{2} \omega \epsilon''_{part} |\mathbf{E}_{int}|^2 \quad (3.13)$$

La surface équivalente d'absorption est définie par :

$$\sigma_a = \frac{2\sqrt{\mu} P_a}{\sqrt{\epsilon_0} |\mathbf{E}_i|^2} \xrightarrow{\text{sphère}} k \frac{\epsilon''_{part}}{\epsilon_0} v_{part} \left| \frac{3\epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \right|^2 \quad (3.14)$$

De la même manière, la surface équivalente de diffusion est définie en fonction de la puissance diffusée P_s .

$$\sigma_s = \frac{2\sqrt{\mu}P_s}{\sqrt{\epsilon_0}|\mathbf{E}_i|^2} \xrightarrow{\text{sphère}} 2k^4 v_{part} r_{part}^3 \left| \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \right|^2 \quad (3.15)$$

Le coefficient d'extinction d'un diffuseur représente les pertes de puissance totale de l'onde incidente liées à la diffusion et à l'absorption de l'onde par ce diffuseur.

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \quad (3.16)$$

Le théorème optique permet de relier l'extinction du rayonnement à l'amplitude du champ diffusé en convention FSA (cf. Annexe A) selon :

$$\sigma_e = \frac{4\pi}{k} \Im \left(\hat{e}_i \mathbf{F}(\hat{k}_i, \hat{k}_i) \hat{e}_i \right) \quad (3.17)$$

ce qui implique que le coefficient d'extinction de la particule sphérique est égal à :

$$\sigma_e = k \frac{\epsilon_{part}''}{\epsilon_0} v_{part} \left| \frac{3\epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \right|^2 \quad (3.18)$$

Il peut être noté que le théorème optique ne permet pas de déterminer avec précision le coefficient d'extinction. En utilisant ce théorème, le coefficient d'extinction σ_e est en effet égal au coefficient d'absorption : le calcul du champ interne par les transformées de Laplace induit certaines approximations. Un terme additionnel pour la partie imaginaire de \mathbf{F} est alors introduit afin de s'assurer que la fonction soit suffisamment précise [Tsang 85].

3.1.3 Extinction et absorption des anneaux pendulaires

Suite à la modélisation mathématique présentée dans la section 2.3.3, il peut être intéressant d'étudier les coefficients d'extinction et d'absorption des anneaux pendulaires. Cependant, les calculs précédents issus de la résolution du champ interne dans les particules ellipsoïdales par les transformées de Laplace (cf. Equation 3.3) ne peuvent être appliqués. Afin de contourner ce problème, le code DIELCOM permettant de calculer la polarisabilité d'un corps diélectrique de symétrie axiale est utilisé [Senior 72]. Le diffuseur est décrit par sa permittivité relative à celle du milieu ambiant et par son profil dans un plan cylindrique $(\hat{z}, \hat{\rho})$ tel que présenté sur la figure 3.2. Le tenseur de polarisabilité se présente alors sous la forme suivante :

$$\alpha = \begin{bmatrix} \alpha_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_{11} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_{33} \end{bmatrix} \quad (3.19)$$

En supposant que ces anneaux pendulaires soient uniformément distribués dans le manteau neigeux, il est montré que le coefficient d'extinction d'un anneau pendulaire est égal à [Kleinman 86] :

$$\sigma_e = \frac{k}{3} \Im(2\alpha_{11} + \alpha_{33}) \quad (3.20)$$

Pour décrire les anneaux pendulaires, les paramètres de neige nécessaires sont la densité, la taille des particules de glace et la fraction volumique d'eau liquide. A partir de ces

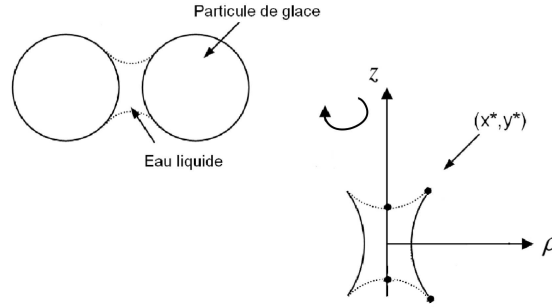


FIG. 3.2 – Définition du plan cylindrique pour le diffuseur présentant une symétrie axiale autour de z .

caractéristiques et pour un rapport r constant entre le nombre de particules de glace et celui de ménisques d'eau, la distance entre les particules de glace d est définie (cf. page 59). Une fois le profil calculé, la polarisabilité d'un anneau pendulaire puis son coefficient d'extinction sont estimés par le biais du code DIELCOM. Les variations du coefficient d'extinction en fonction de l'humidité sont présentées sur la figure 3.3. En s'appuyant sur l'équation (3.18), le coefficient d'extinction est calculé pour une sphère d'eau liquide de volume égal à celui de l'anneau pendulaire.

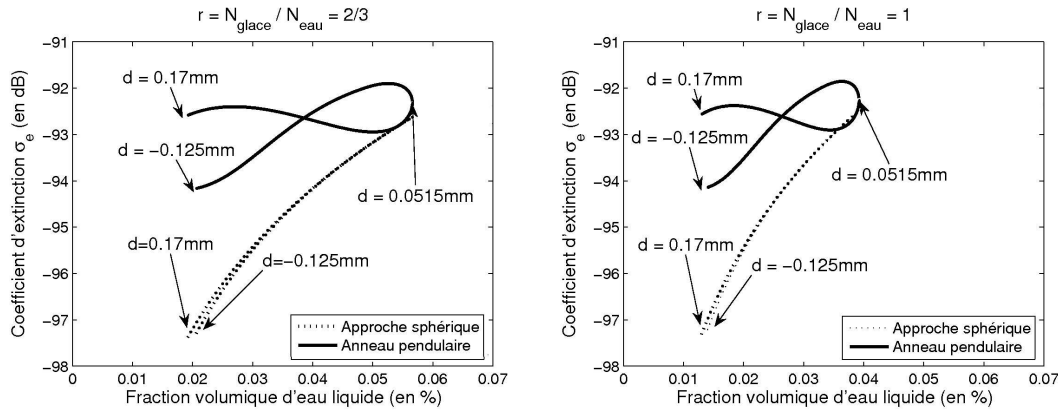


FIG. 3.3 – Coefficient d'extinction en bande C pour un anneau pendulaire et une sphère d'eau liquide de volume équivalent en fonction de l'humidité avec $\rho_{neige} = 0.5$ et $r_{glace} = 0.5mm$.

Il est intéressant de remarquer que le coefficient d'extinction augmente proportionnellement avec l'humidité et que les estimations des deux modèles sont relativement proches. De plus, ces valeurs de σ_e semblent cohérentes [Weininger 06]. Cependant, l'usage d'anneaux pendulaires induit quelques incertitudes :

- Les résultats varient selon le rapport r entre le nombre de particules de glace N_{glace} et celui de ménisques d'eau N_{eau} . Le modèle mathématique pour les anneaux pendulaires étant valide globalement pour une gamme de distances inter-particules

$d \in [-0.125mm; 0.17mm]^{(1)}$, des valeurs d'humidité inférieures à 0.2% et 0.1% ne peuvent pas être atteintes pour $r = 2/3$ et $r = 1$.

- Pour une humidité fixée, deux distances inter-particules peuvent être estimées. Les valeurs de coefficient d'extinction varient non linéairement en fonction de cette distance. La connaissance exacte de la géométrie de l'anneau pendulaire semble être un élément important pour l'estimation des propriétés diélectriques du milieu.

Même si la modélisation mathématique combinée à DIELCOM semble pertinente pour simuler d'une manière réaliste la réponse EM de l'eau liquide dans le régime pendulaire, les incertitudes liées à la taille et la forme des agrégats de particules rendent cette approche difficilement utilisable pour un processus d'inversion. Cette approche représenterait toutefois une réelle perspective si les caractéristiques des clusters étaient connues.

3.2 Diffusion électromagnétique d'un milieu hétérogène dense

A partir des notions précédents, les théories liées à la diffusion EM d'un milieu hétérogène sont présentées. Elles considèrent généralement les milieux hétérogènes tels que la neige comme un ensemble de particules sphériques ou ellipsoïdales. Les limitations liées à l'usage des anneaux pendulaires ne permettent pas leur intégration dans les développements suivants.

3.2.1 Diffusion indépendante d'un ensemble de particules

La détermination de la diffusion EM d'un milieu hétérogène constitué de n_0 particules par unité de volume est un problème connu. Le transfert radiatif est la méthode la plus utilisée pour la modélisation de la réponse EM d'un volume diffusant comme la végétation ou le couvert neigeux. Elle est basée sur la conservation du flux d'énergie à travers un volume élémentaire. Dans cette partie, la diffusion des particules est indépendante. Les propriétés d'extinction et de diffusion de ce milieu sont respectivement égales à $\kappa_e = n_{part}\sigma_e$ et $\kappa_s = n_{part}\sigma_s$ dans le cas de particules sphériques où n_{part} est le nombre de particules par unité de volume tel que la fraction volumique f_{part} est égale à $n_{part}v_{part}$.

3.2.1.1 Transfert radiatif scalaire et vectoriel

Lorsqu'une onde EM traverse un volume élémentaire cylindrique de section unitaire et de longueur ds , les diffuseurs modifient l'intensité de l'onde comme schématisé sur la figure 3.4.

L'énergie représentée par l'intensité spécifique $I(\mathbf{r}, \hat{s})$ de direction de propagation \hat{s} et de vecteur de position \mathbf{r} subit des modifications de deux types : l'absorption et la diffusion. L'absorption est responsable d'une perte d'énergie : ce mécanisme est lié au terme κ_a . A partir de l'onde incidente se propageant dans la direction \hat{s} , les particules provoquent aussi un effet de diffusion dans toutes les directions ce qui induit une perte d'énergie dans la direction d'intérêt \hat{s} . Ce phénomène est modélisé par le paramètre κ_s . *A contrario*, l'ensemble des intensités provenant des directions \hat{s}' peuvent se diffuser dans la direction d'intérêt. La terme de phase P permet de décrire cette relation. Ainsi, si l'on définit l'angle

⁽¹⁾Ces valeurs ont été calculées en tenant compte du rayon $r_1 = 0.24mm$ pour des tailles de particules comprises entre 0.2 et 1mm.

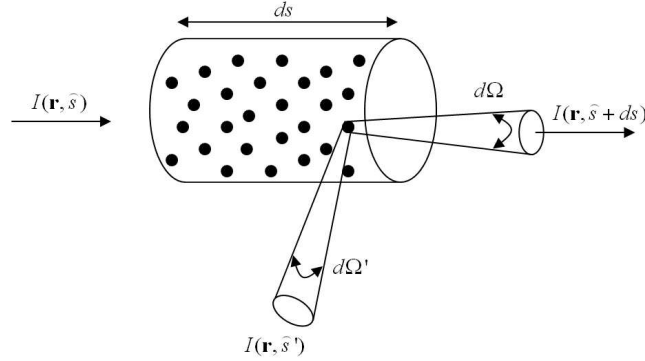


FIG. 3.4 – Schéma de la conservation d'énergie au sein d'un volume élémentaire par la théorie du transfert radiatif.

solide $d\Omega$, la variation d'énergie au sein de ce volume élémentaire peut s'écrire⁽²⁾ :

$$\frac{dI(\mathbf{r}, \hat{s})}{ds} = -\kappa_a I(\mathbf{r}, \hat{s}) - \kappa_s I(\mathbf{r}, \hat{s}) + \int_{4\pi} P(\mathbf{r}, \hat{s}') I(\mathbf{r}, \hat{s}') d\Omega' \quad (3.21)$$

Les pertes totales s'expriment par le coefficient d'extinction κ_e qui est égal à la somme des coefficients de diffusion κ_s et d'atténuation κ_a . L'albédo est alors défini comme le rapport entre les pertes par diffusion et les pertes totales :

$$\omega = \frac{\kappa_s}{\kappa_e} \quad (3.22)$$

Ce bilan d'énergie peut être étendu au cas de la polarimétrie : l'intensité I est alors remplacée par le vecteur de Stokes modifié $\tilde{\mathbf{I}}$ (cf. Equation (1.52)). Dans un cas général, le terme de phase et les coefficients de diffusion et d'atténuation deviennent donc des matrices 4x4 qu'il convient de déterminer.

3.2.1.2 Matrices d'extinction et de phase

Pour un ensemble de particules non sphériques, la matrice d'extinction \mathbf{K}_e est une matrice 4x4 généralement non diagonale : elle ne peut plus être calculée simplement par le théorème optique. L'approche développée par [Ishimaru 80] suppose une onde cohérente avec des composantes polarisées verticalement E_v et horizontalement E_h . Cette onde cohérente se propage dans la direction \hat{s} selon les équations suivantes :

$$\left. \begin{aligned} \frac{dE_v}{ds} &= (jk + M_{vv})E_v + M_{vh}E_h \\ \frac{dE_h}{ds} &= M_{hv}E_v + (jk + M_{hh})E_h \end{aligned} \right\} \quad (3.23)$$

où $M_{pq} = j(2\pi/k)n_{part}\langle f_{pq} \rangle$ vérifie le théorème optique avec l'opérateur $\langle \cdot \rangle$ qui correspond à l'opération de moyenne statistique sur les distributions d'orientation ou de taille des particules pour le terme f_{pq} (cf. Eq. (3.9)). En identifiant l'extinction comme l'atténuation

⁽²⁾Dans le cas de la télédétection active, le rayonnement thermique lié à la loi de Planck est négligé.

de l'onde cohérente, puis en résolvant ces équations avec le vecteur de Stokes modifié, la matrice d'extinction se met sous la forme :

$$\mathbf{K}_e = \frac{2\pi}{k} n_{part} \begin{bmatrix} 2\Im\langle f_{vv} \rangle & 0 & \Im\langle f_{vh} \rangle & -\Re\langle f_{vh} \rangle \\ 0 & 2\Im\langle f_{hh} \rangle & 2\Im\langle f_{hv} \rangle & \Re\langle f_{hv} \rangle \\ 2\Im\langle f_{hv} \rangle & 2\Im\langle f_{vh} \rangle & \Im\langle f_{vv} + f_{hh} \rangle & \Re\langle f_{vv} - f_{hh} \rangle \\ 2\Re\langle f_{hv} \rangle & -2\Re\langle f_{vh} \rangle & \Re\langle f_{hh} - f_{vv} \rangle & \Im\langle f_{vv} + f_{hh} \rangle \end{bmatrix} \quad (3.24)$$

Dans le cas de particules sphériques, cette matrice peut se simplifier en un scalaire égal à $n_{part}\sigma_e$ avec σ_e défini par l'égalité (3.18).

De plus, l'intensité de l'onde sphérique diffusée est reliée à l'intensité de l'onde plane incidente par unité d'angle solide $d\Omega$ par la relation suivante [Ulaby 86] :

$$\mathbf{I}_s = \frac{1}{4\pi} \mathbf{P} \mathbf{I}_i d\Omega \quad (3.25)$$

où la matrice de phase \mathbf{P} est sans dimension. En considérant que les ondes diffusées par les différentes particules ont des phases aléatoires, il est possible de réaliser une sommation incohérente sur les intensités diffusées. Les éléments du vecteur de Stokes total résultent de la somme respective des éléments des vecteurs de Stokes associés aux ondes diffusées. Ainsi pour un milieu formé de n_{part} particules par unité de volume, la matrice de phase s'exprime sous la forme :

$$\mathbf{P} = n_{part} \begin{bmatrix} \langle |f_{vv}|^2 \rangle & \langle |f_{vh}|^2 \rangle & \Re\langle f_{vv}f_{vh}^* \rangle & -\Im\langle f_{vv}f_{vh}^* \rangle \\ \langle |f_{hv}|^2 \rangle & \langle |f_{hh}|^2 \rangle & \Re\langle f_{hv}f_{hh}^* \rangle & -\Im\langle f_{hv}f_{hh}^* \rangle \\ 2\Re\langle f_{vv}f_{hv}^* \rangle & 2\Re\langle f_{vh}f_{hh}^* \rangle & \Re\langle f_{vv}f_{hh}^* + f_{vh}f_{hv}^* \rangle & -\Im\langle f_{vv}f_{hh}^* - f_{vh}f_{hv}^* \rangle \\ 2\Im\langle f_{vv}f_{hv}^* \rangle & 2\Im\langle f_{vh}f_{hh}^* \rangle & \Im\langle f_{vv}f_{hh}^* + f_{vh}f_{hv}^* \rangle & \Re\langle f_{vv}f_{hh}^* - f_{vh}f_{hv}^* \rangle \end{bmatrix} \quad (3.26)$$

Dans le cas de particules sphériques avec une taille unique r_{part} , la matrice de phase est égale à :

$$\mathbf{P} = n_{part} k^4 r_{part}^6 \left| \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} \right|^2 \begin{bmatrix} (\hat{v}_s \cdot \hat{v}_i)^2 & (\hat{v}_s \cdot \hat{h}_i)^2 & (\hat{v}_s \cdot \hat{h}_i)(\hat{v}_s \cdot \hat{v}_i) & 0 \\ (\hat{h}_s \cdot \hat{v}_i)^2 & (\hat{h}_s \cdot \hat{h}_i)^2 & (\hat{h}_s \cdot \hat{v}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{h}_i) & 0 \\ 2(\hat{h}_s \cdot \hat{v}_i)(\hat{v}_s \cdot \hat{v}_i) & 2(\hat{v}_s \cdot \hat{h}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{h}_i) & (\hat{v}_s \cdot \hat{v}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{h}_i) + \dots & 0 \\ 0 & 0 & (\hat{v}_s \cdot \hat{h}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{v}_i) & (\hat{v}_s \cdot \hat{v}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{h}_i) - \dots \\ & & & (\hat{v}_s \cdot \hat{h}_i)(\hat{h}_s \cdot \hat{v}_i) \end{bmatrix} \quad (3.27)$$

Du fait que l'amplitude du dyade de diffusion soit scalaire dans le cas de particules sphériques, la matrice de phase se compose d'un terme scalaire multiplicatif et d'une matrice 4x4 uniquement déterminée par les polarisations en émission et réception. Ce terme est égal à $\frac{3}{8\pi} \kappa_s$ avec $\kappa_s = n_{part}\sigma_s$ où σ_s est le coefficient de diffusion tel que décrit par l'équation (3.15).

Il peut être intéressant de noter que la non-sphéricité des particules de glace reste un point nécessaire à la modélisation d'un terme en polarisation croisée f_{pq} (avec $p \neq q$). En effet, la sphéricité induit une amplitude scalaire conformément à l'équation (3.12) : la polarisation de l'onde n'est pas modifiée.

3.2.1.3 Limitations de la diffusion indépendante

Dans les sections précédentes, il a été montré que l’extinction et la diffusion sont directement proportionnelles à la densité de particule n_{part} mais aussi à la taille de particules. Dans le cas de particules sphériques, les matrices de phase et d’extinction sont respectivement proportionnelles à r_{part}^6 et r_{part}^3 . Les expériences consistant à faire varier en laboratoire la concentration en particules d’un milieu et à en mesurer la diffusion ont montré que certains phénomènes sont inexplicables avec cette approche théorique [Ishimaru 82][Kuga 83]. Ces données indiquent que pour un milieu dense avec des petites particules, le taux d’atténuation cohérente et les intensités bistatiques augmentent avec la fraction volumique des particules jusqu’à un maximum, puis diminuent quand la fraction volumique augmente encore [Wen 90]. Deux hypothèses précédemment utilisées ne sont alors plus valides :

- Les champs diffusés par une particule peuvent influencer le processus de diffusion des autres particules environnantes : l’hypothèse sur le champ incident avec l’approximation de Born n’est plus valide. Lorsque les particules sont séparées par une faible distance, voire agglomérées, chacune est soumise à la fois au champ incident mais aussi aux champs diffusés par les autres particules. L’hypothèse de diffusion indépendante entre particules n’est plus valable.
- Par ailleurs, l’hypothèse sur la distribution aléatoire des particules était nécessaire afin de justifier l’addition incohérente des intensités. Cependant, si nous considérons que ces particules sont réparties spatialement d’une manière non aléatoire, les interférences entre les champs diffusés doivent être prises en compte. La diffusion est dite “cohérente”. Pour les systèmes denses, cette approximation semble nécessaire car les positions des particules sont corrélées.

Afin de calculer le champ total diffusé cohérent, une méthode exacte est difficilement réalisable : elle supposerait de calculer l’ensemble des champs excitants et des couplages pour chaque particule. Avec un milieu dense tel que la neige où les particules occupent une fraction volumique non négligeable, une modélisation de la rétrodiffusion EM basée sur la forme classique du transfert radiatif et les intensités n’est plus justifiée. De nombreux modèles empiriques permettent de déterminer les propriétés diélectriques de la neige sèche et humide (voir Annexe B) à partir de ses caractéristiques macroscopiques. Cependant, ces modèles ne tiennent pas parfaitement compte des phénomènes de diffusion cohérente. C’est ainsi que la notion de milieux effectifs est introduite dans les deux paragraphes suivants.

3.2.2 Propriétés diélectriques d’un milieu aléatoire discret

La neige sèche composée de particules de glace de permittivité ϵ_{glace} dans un milieu hôte (air) de permittivité ϵ_{air} peut être modélisée par une permittivité effective ϵ_{eff} . Ainsi le champ diffusé par ce milieu est équivalent au champ diffusé par un milieu homogène de permittivité ϵ_{eff} comme le montre la figure 3.5.

On considère ici un milieu hétérogène contenant n_{part} particules par unité de volume, chacune de même polarisabilité. Le milieu hôte possède une permittivité ϵ_0 égale à celle du vide dans le cas de la neige sèche. Pour la neige humide, le milieu hôte sera celui d’un “air humide”. La permittivité de ce milieu hôte se calculera dans un premier temps en utilisant les formules de ce paragraphe en considérant des particules d’eau [Shih 97].

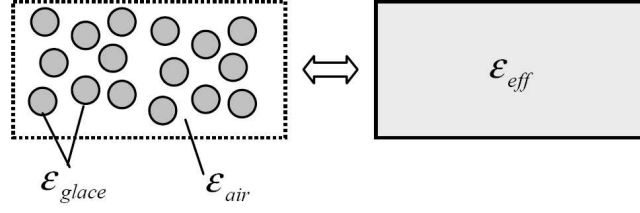


FIG. 3.5 – Equivalence “milieu hétérogène - permittivité effective” dans le cas de la neige sèche.

3.2.2.1 Polarisation et formule de Polder Van Santen

Afin de pouvoir calculer la permittivité effective d'un milieu hétérogène, il est nécessaire d'introduire au préalable quelques notions sur la polarisation des particules soumises à un champ EM. Le déplacement moyen $\overline{\mathbf{D}}$ et le champ électrique moyen $\overline{\mathbf{E}}$ sont liés par la permittivité effective ϵ_{eff} de la manière suivante :

$$\overline{\mathbf{D}} = \epsilon_{eff} \overline{\mathbf{E}} = \epsilon_0 \overline{\mathbf{E}} + \overline{\mathbf{P}} \quad (3.28)$$

où $\overline{\mathbf{P}}$ est la polarisation moyenne des particules qui dépend du moment dipolaire des particules telle que $\overline{\mathbf{P}} = n_{part} \mathbf{p}$. Cette relation montre que l'induction ou le déplacement électrique provient de la polarisation des particules, à laquelle se superpose l'effet $\epsilon_0 \overline{\mathbf{E}}$ de l'espace vide (ou hôte) correspondant.

Permittivité effective et polarisabilité

Dans le cas d'un milieu où les particules sont présentes de manière très peu dense, le champ incident au niveau de chaque particule \mathbf{E}_i est égal au champ moyen $\overline{\mathbf{E}}$. Les particules sont éloignées les unes des autres, et ne participent aucunement à un champ supplémentaire sur les particules voisines. Par contre, la relation entre \mathbf{E}_i et $\overline{\mathbf{E}}$ est plus complexe dans le cas de milieux naturels. Ainsi pour des particules de taille inférieure à $\lambda/2\pi$ [Yaghjian 80], la polarisation moyenne peut être définie par deux approches ce qui implique [Born 80] :

$$\begin{cases} \overline{\mathbf{P}} = n_{part} \alpha \left(\overline{\mathbf{E}} + \frac{\overline{\mathbf{P}}}{3\epsilon_0} \right) \\ \overline{\mathbf{P}} = (\epsilon_{eff} - \epsilon_0) \overline{\mathbf{E}} \end{cases} \implies \frac{\epsilon_{eff} - \epsilon_0}{\epsilon_{eff} + 2\epsilon_0} = \frac{n_{part} \alpha}{3\epsilon_0} \quad (3.29)$$

Cette formule appelée “formule de Clausius-Mossotti” est une relation entre la polarisabilité α d'un milieu diélectrique et sa constante diélectrique macroscopique ϵ_{eff} . Si les particules sont supposées sphériques, la polarisabilité d'une particule peut se calculer selon la formule énoncée par l'équation (3.7). Ainsi, la fraction volumique des particules f_{part} étant égale à $n_{part} v_{part}$, la permittivité effective de ce milieu est égale à :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_0 + 3\epsilon_0 \frac{f_{part} \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0}}{1 - f_{part} \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0}} \quad (3.30)$$

Dans le cas de particules ellipsoïdales avec a , b et c les longueurs de l'ellipsoïde sur les demi axes ($\hat{i} = \hat{x}_b, \hat{y}_b, \hat{z}_b$), la polarisabilité dans la direction de l'axe \hat{i} est égale à :

$$\alpha_i = \frac{4\pi abc}{3} (\epsilon_{part} - \epsilon_0) \frac{\epsilon_0}{\epsilon_0 + A_i(\epsilon_{part} - \epsilon_0)} \quad (3.31)$$

La permittivité effective de ce milieu est définie comme une matrice 3x3 diagonale dans le repère formé par les 3 vecteurs $(\hat{x}_b, \hat{y}_b, \hat{z}_b)$ en s'appuyant sur l'équation (3.29).

Couplage EM

Il est possible de considérer le mécanisme du couplage EM en considérant que la permittivité "vue" à l'extérieur des particules est différente de celle du milieu ambiant. Dans ce cas, la notion de permittivité apparente ϵ_a est utilisée. La valeur de cette permittivité apparente est comprise entre celle du milieu ambiant ϵ_0 et la permittivité effective telle que [Sihvola 92] :

$$\epsilon_a = \epsilon_0 + \gamma_a(\epsilon_{eff} - \epsilon_0) \quad \text{avec} \quad 0 \leq \gamma_a \leq 1 \quad (3.32)$$

Selon les valeurs du paramètre γ_a , différentes formules peuvent être obtenues à partir de :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_0 + \frac{f_{part}}{3} (\epsilon_{part} - \epsilon_0) \sum_{i=x,y,z} \frac{\epsilon_a + A_i(\epsilon_{eff} - \epsilon_0)}{\epsilon_a + A_i(\epsilon_{part} - \epsilon_0)} \quad (3.33)$$

En considérant que $\gamma_a = 1 - A_i$, la permittivité effective est égale à :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_0 + \frac{f_{part}}{3} (\epsilon_{part} - \epsilon_0) \sum_{i=x,y,z} \frac{\epsilon_{eff}}{\epsilon_{eff} + A_i(\epsilon_{part} - \epsilon_{eff})} \quad (3.34)$$

Cette formulation plus connue sous le nom de "formule de Polder Van-Santen" (PVS) a été utilisée dans de nombreuses études sur la neige. En considérant des particules sphériques de glace de fraction volumique f_{glace} , la permittivité de la neige sèche ϵ_{ds} peut donc être déterminée à partir de la relation suivante :

$$\frac{\epsilon_{ds} - 1}{3\epsilon_{ds}} = \frac{f_{glace}(\epsilon_{glace} - 1)}{\epsilon_{glace} + 2\epsilon_{ds}} \quad (3.35)$$

Conformément au chapitre 2, la neige humide présente un régime pendulaire où l'eau liquide forme des ménisques d'eau et un régime funiculaire (cf. Section 2.1.2.2). En utilisant la formule de Polder-Van Santen avec un milieu hôte de neige sèche $\epsilon_0 \equiv \epsilon_{ds}$ et des particules d'eau liquide ellipsoïdales de permittivité $\epsilon_{part} \equiv \epsilon_{eau}$, la forme de la distribution de l'eau liquide à travers les paramètres A_i varie selon la proportion d'eau liquide [Hallikainen 86].

3.2.2.2 Diffusion cohérente pour les milieux denses

L'approche étudiée dans la partie précédente permet de prendre en compte les phénomènes de diffusion dépendante. Afin de considérer la diffusion cohérente, les équations du transfert radiatif pour milieux denses (en anglais Dense Medium Radiative Transfer - DMRT) ont été introduites avec l'approximation quasi-cristalline (QCA) et l'approximation quasi-cristalline avec potentiel cohérent (QCA-CP). Ces théories extrêmement complexes répondent aux nombreuses interrogations sur la non-linéarité de la diffusion et l'atténuation

par rapport à la fraction volumique [Kuga 83][Ishimaru 82]. Elles suggèrent que la partie imaginaire de la permittivité effective possède un terme supplémentaire lié à la diffusion cohérente. Ainsi la permittivité effective d'un milieu composé de diffuseurs ϵ_{part} ayant une fraction volumique f_{part} dans un milieu hôte ϵ_0 peut se calculer par l'approximation quasi-cristalline :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_0 + 3\epsilon_0 f_{part} \frac{y}{1 - f_{part}y} \left\{ 1 + j \frac{2y(kr_{part})^3}{3(1 - f_{part}y)} \left[1 + 4\pi n_{part} \int_0^\infty r^2(g(r) - 1)dr \right] \right\} \quad (3.36)$$

avec $y = \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0}$ et $g(r)$ la fonction de distribution de paires. Dans le cas de la neige, la distribution de Percus-Yevick est souvent utilisée. La seconde partie de l'équation (3.36) se simplifie :

$$\left[1 + 4\pi n_{part} \int_0^\infty r^2(g(r) - 1)dr \right] = \frac{(1 - f_{part})^4}{(1 + 2f_{part})^2} \quad (3.37)$$

Cette théorie induit une non-linéarité de la partie imaginaire tandis que la partie réelle est identique à celle provenant de la formule de Clausius-Mossotti (cf. Eq. (3.30)). Dans le cas où la différence de permittivité est importante entre le milieu ambiant et les diffuseurs (cas de la neige humide), l'approximation quasi-cristalline avec potentiel cohérent (QCA-CP) est utilisée. La formulation de la permittivité effective du milieu hétérogène est alors égale à :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_0 + \frac{3f_{part}z\epsilon_{eff0}}{3\epsilon_{eff0} + (1 - f_{part})z} \left\{ 1 + j \frac{2z(k\sqrt{\epsilon_{eff0}}a)^3}{3\epsilon_{eff0} + (1 - f_{part})z} \left[1 + 4\pi n_0 \int_0^\infty r^2(g(r) - 1)dr \right] \right\} \quad (3.38)$$

avec $z = \epsilon_{part} - \epsilon_0$ et ϵ_{eff0} la constante diélectrique effective du milieu cohérent où les effets de diffusion sont négligeables. Mathématiquement, ϵ_{eff0} peut être considérée comme la solution à l'ordre 0 de ϵ_{eff} et se calcule facilement en résolvant l'équation suivante :

$$\epsilon_{eff0} = \epsilon_0 + \frac{3f_{part}z\epsilon_{eff0}}{3\epsilon_{eff0} + z(1 - f_{part})} \quad (3.39)$$

Finalement, [Ding 94] introduit l'usage des particules cohésives qui forment des agrégats de particules. Pour tenir compte de ce groupement entre particules, un paramètre sans dimension τ décrivant l'interaction entre particules est introduit. $\tau^{-1} = \infty$ correspond à une attraction infini tandis que $\tau^{-1} = 0$ correspond à des particules non cohésives. Ce paramètre est introduit au sein de la distribution de Percus-Yevick.

La théorie de la DMRT possède les avantages de la forme conventionnelle du transfert radiatif :

- la diffusion multiple des intensités incohérentes est incluse
- la conservation de l'énergie [Wen 90]
- la forme de l'équation reste identique, ainsi que sa solution numérique

De plus, cette théorie permet de prendre en compte :

- la diffusion par des particules corrélées
- la fonction de distribution de paires pour les positions des particules
- la constante effective de propagation du milieu dense

En effet, les effets de cohérence dans la constante diélectrique s'intègrent dans le transfert radiatif par le biais du coefficient d'extinction qui vaut :

$$\kappa_e = 2k\mathfrak{I}m\epsilon_{eff} \quad (3.40)$$

De même, la matrice de phase proportionnelle au coefficient de diffusion κ_s est aussi modifiée :

$$\kappa_s = 2r_{part}^3 f_{part} \left| \frac{k^2 z \epsilon_{eff0}}{3\epsilon_{eff0} + (1 - f_{part})z} \right|^2 \left[1 + 4\pi n_{part} \int_0^\infty r^2 (g(r) - 1) dr \right] \quad (3.41)$$

En tenant compte de l'approximation quasi-cristalline avec potentiel cohérent, l'atténuation et la diffusion du milieu seront donc supérieures à celles calculées avec la théorie de Rayleigh.

3.2.2.3 Autre modèle de diffusion

La théorie du DM-PACT (en anglais Dense Medium Phase and Amplitude Correction) se distingue nettement des précédentes par le fait que les mécanismes étudiés sont compris dans la matrice de phase seule [Fung 85]. Cette méthode s'intègre donc pleinement dans la formulation du transfert radiatif. La matrice de phase pour des diffuseurs de petite taille est réévaluée en tenant compte des effets de diffusion dépendante quand le milieu est dense : une correction d'amplitude est réalisée. Une correction dite de « phase » est aussi effectuée afin d'intégrer le phénomène de diffusion cohérente sur la matrice de phase [Chuah 96]. Même si ce modèle a été moins utilisé, il semble très prometteur [Ewe 98].

3.2.3 Propriétés diélectriques d'un milieu aléatoire continu

Dans cette partie, le milieu hétérogène n'est plus considéré comme un système discret avec des particules dans un milieu hôte mais comme un milieu aléatoire continu.

3.2.3.1 Cas des fluctuations faibles

Soit un milieu aléatoire continu de permittivité $\epsilon(\mathbf{r}) = \epsilon_m + \epsilon_f(\mathbf{r})$ où ϵ_m est la permittivité moyenne $\langle \epsilon(\mathbf{r}) \rangle$ et $\epsilon_f(\mathbf{r})$ représente les fluctuations de permittivité avec $\langle \epsilon_f(\mathbf{r}) \rangle = 0$. L'équation de l'onde EM dans ce milieu suit la relation suivante :

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \mathbf{E}(\mathbf{r}) - \frac{k_0^2}{\epsilon_0} \epsilon_m \mathbf{E}(\mathbf{r}) = \frac{k_0^2}{\epsilon_0} \epsilon_f(\mathbf{r}) \mathbf{E}(\mathbf{r}) \quad (3.42)$$

Dans le cas où les fluctuations sont faibles avec une variance $\delta \ll 1$, l'approximation de Born peut être utilisée. Quelque soit le vecteur de position \mathbf{r} , le champ dans le milieu $\mathbf{E}(\mathbf{r})$ est très proche du champ incident. Dans ce cas, le champ diffusé s'écrit en champ lointain sous la forme d'une onde plane selon :

$$\mathbf{E}_s(\mathbf{r}) = (\hat{v}_s \hat{v}_s + \hat{h}_s \hat{h}_s) \cdot (\hat{v}_i E_{vi} + \hat{h}_i E_{hi}) \frac{W e^{jk_m \mathbf{r}}}{r} \quad (3.43)$$

avec :

$$W = \frac{k_0^2}{4\pi} \int_{\Delta V} d\mathbf{r}' \epsilon_f(\mathbf{r}') e^{jk_m (\hat{k}_i - \hat{k}_s) \mathbf{r}'} \quad (3.44)$$

A partir de cette formulation du champ diffusé, il est possible d'identifier $f_{pq} = \hat{p}_s W \hat{q}_i$ par analogie avec les équations données dans la section 3.2.1. Dans le cas où les fluctuations de permittivité sont radiales, la matrice de phase est proportionnelle à $\langle |W|^2 \rangle$ avec :

$$\langle |W|^2 \rangle = \frac{k_0^4}{16\pi^2} \int_{\Delta V} d\mathbf{r}' \int_{\Delta V} d\mathbf{r}'' \langle \epsilon_f(\mathbf{r}') \epsilon_f^*(\mathbf{r}'') \rangle e^{jk_m(\hat{k}_i - \hat{k}_s)(\mathbf{r}' - \mathbf{r}'')} \quad (3.45)$$

Ce terme est alors dépendant de la fonction de covariance dans ce milieu aléatoire homogène tel que

$$\langle \epsilon_f(\mathbf{r}') \epsilon_f^*(\mathbf{r}'') \rangle = \delta \epsilon_m^2 R(r) \quad (3.46)$$

où $R(r)$ est la fonction de corrélation du milieu définie dans la section 2.3.2.3. Finalement, la diffusion du milieu peut être modélisée par la figure 3.6 où la diffusion est liée aux fluctuations de permittivité. La constante de propagation effective dans ce milieu se calcule par le biais de l'approximation bilocale de la manière suivante [Tsang 85] :

$$k_{eff}^2 = k_m^2 - \frac{\delta}{3} k_m^2 + \frac{2}{3} \delta k_m^4 a^2 (1 + 2jk_m a) \quad (3.47)$$

Ce résultat est valide dans le cas où $k_{eff} \approx k_m$, i.e. pour des fluctuations très faibles $\delta \ll 1$. Ce critère est restrictif lorsqu'il s'agit de modéliser un milieu naturel tel que la neige. En effet, les permittivités de la glace et de l'eau liquide ont respectivement leur partie réelle proche de $3.15\epsilon_0$ et $80\epsilon_0$ en bande L/C. La proportion de glace variant de 20 à 60 % et celle d'eau liquide variant de 0 à 10%, les fluctuations de permittivité ne peuvent pas être considérées comme négligeables et la théorie précédente ne peut pas être utilisée.

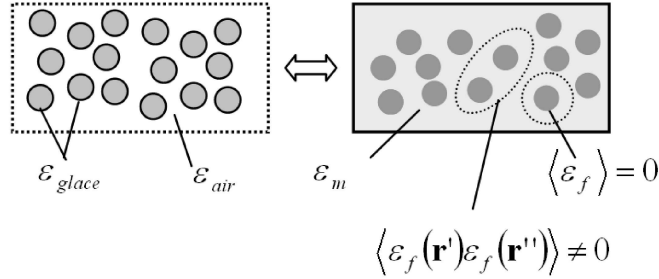


FIG. 3.6 – Equivalence “milieu hétérogène - milieu homogène aléatoire avec faible fluctuations” dans le cas de la neige sèche.

3.2.3.2 Cas des fluctuations fortes

Dans le cas où le milieu présente de fortes variations de permittivité, la notion de permittivité quasi-statique ϵ_g est introduite et sa valeur est choisie de telle manière que la permittivité effective calculée par l'approximation bilocale soit proche de ϵ_g . La différence $\epsilon_{eff} - \epsilon_g$ est dépendante de la taille des particules et est nulle pour des fréquences très basses. On introduit alors le paramètre ξ défini par :

$$\xi(\mathbf{r}) = 3 \frac{\epsilon_g}{\epsilon_0} \left[\frac{\epsilon(\mathbf{r}) - \epsilon_g}{\epsilon(\mathbf{r}) + 2\epsilon_g} \right] \quad (3.48)$$

$\xi(\mathbf{r})$ représente les fluctuations de permittivité dans le milieu caractérisées par une variance δ_ξ et une fonction de corrélation normalisée $R_\xi(|\mathbf{r}|)$.

Partie imaginaire de la permittivité

En accord avec la théorie des fortes fluctuations (en anglais Strong Fluctuation Theory - SFT), la permittivité effective de la neige s'écrit [Stogryn 84b] :

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_g + j\frac{2}{3}\delta_\xi k_0^2 k_g \epsilon_0 \int_0^\infty R_\xi(|\mathbf{r}|) r^2 dr \quad (3.49)$$

où le paramètre k_g est le nombre d'onde dans le milieu de permittivité ϵ_g . La constante diélectrique quasi-statique ϵ_g se calcule en considérant que la moyenne des fluctuations de $\xi(\mathbf{r})$ est nulle :

$$\langle \xi(\mathbf{r}) \rangle = 0 \iff 3\frac{\epsilon_g}{\epsilon_0} \left[f_{part} \frac{\epsilon_{part} - \epsilon_g}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_g} + (1 - f_{part}) \frac{\epsilon_0 - \epsilon_g}{\epsilon_0 + 2\epsilon_g} \right] = 0 \quad (3.50)$$

Il est intéressant de constater que cette formule est équivalente à celle de Polder Van Santen ce qui signifie que ϵ_g ne prend pas en compte le mécanisme d'atténuation lié à la diffusion cohérente. La variance des fluctuations δ_ξ est égale à :

$$\delta_\xi = 9\frac{\epsilon_g^2}{\epsilon_0^2} \left[f_{part} \left(\frac{\epsilon_{part} - \epsilon_g}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_g} \right)^2 + (1 - f_{part}) \left(\frac{\epsilon_0 - \epsilon_g}{\epsilon_0 + 2\epsilon_g} \right)^2 \right] \quad (3.51)$$

En supposant que la corrélation spatiale des particules suit une distribution exponentielle sphérique telle qu'énoncée dans la section 2.3.2.3, la permittivité effective de la neige sèche peut être approximée en bande L ou C [Huining 99] :

$$\epsilon_{ds} \equiv \epsilon_{eff} = \epsilon_g + j\frac{4}{3}\delta_\xi k_0^2 k_g \epsilon_0 \cdot L^3 \quad (3.52)$$

où L est la longueur de corrélation du milieu définie dans la section 2.3.2.3. La figure 3.7 montre l'influence de la taille des particules de glace sur l'atténuation lorsque la longueur de corrélation de Stogryn $L = 4/3r_{part}(1 - f_{part})$ est utilisée avec la SFT. A titre de comparaison, le modèle empirique de Tiuri (cf. Annexe B) et l'approche de Polder Van Santen sont aussi représentés.

Pour une densité de neige proche de 0.3 et des tailles de particules de glace d'environ 1 mm, la partie imaginaire de la permittivité de la neige sèche devient supérieure à celle de la glace. Ce phénomène est caractéristique de la SFT et de la prise en compte de l'atténuation liée à la diffusion cohérente. Les théories classiques telles que celle de Polder Van Santen ou les formules empiriques ne calculent en effet que l'absorption du milieu avec :

$$\Im(\epsilon_0) = 0 \leq \Im(\epsilon_{ds}) \leq \Im(\epsilon_{glace}) \quad (3.53)$$

Afin de prendre en compte l'atténuation du milieu liée à la diffusion cohérente, le coefficient d'extinction est défini selon :

$$\kappa_e = 2\Im(k_{eff}) = 2k_0\Im(\sqrt{\epsilon_{eff}}) \quad (3.54)$$

Matrice de phase

Par analogie avec la section 3.2.3.1, le terme multiplicatif pour la matrice de phase devient égal à :

$$\langle |W|^2 \rangle = \frac{\pi\delta_\xi k_{eff}^4}{2} \Phi(k_{eff}(\hat{k}_i - \hat{k}_s)) \quad (3.55)$$

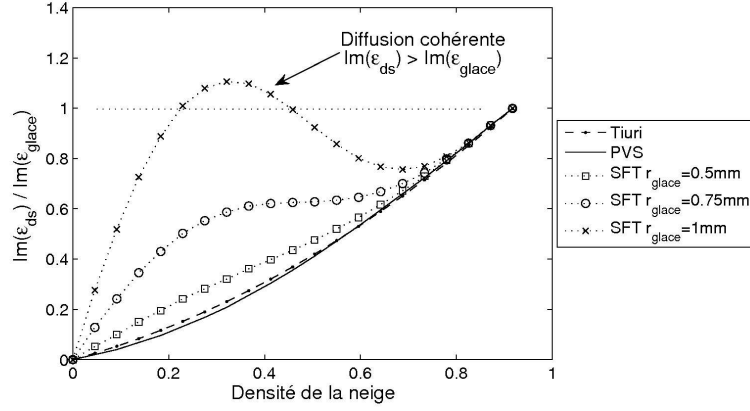


FIG. 3.7 – Rapport entre la partie imaginaire de la permittivité de la neige et celle de la glace en fonction de la densité de la neige en bande C.

où Φ est égale à la transformée de Fourier 3D de la fonction de corrélation $R(\mathbf{r})$ telle que :

$$\Phi(\mathbf{k}) = \frac{1}{8\pi^3} \int_{-\infty}^{+\infty} d^3\mathbf{r} R(\mathbf{r}) e^{j\mathbf{k}\mathbf{r}} \quad (3.56)$$

Cette intégration peut être transformée en un cas unidimensionnel puis résolue analytiquement en fonction des angles d'incidence et de diffusion [Huining 00]. Cette modification de la SFT sur le terme scalaire de la matrice de phase dans le cas d'un milieu isotrope influe sur le diagramme de diffusion du milieu car le terme Φ est dépendant de l'élévation angulaire. De même, les évolutions de la matrice de phase en fonction de la densité de la neige et de la taille des particules vont être différentes. Les matrices de phase pour le modèle de Rayleigh ainsi que pour la DMRT dépendent de la taille des particules selon r_{part}^6 ou $r_{part}^3 f_{part}$. Dans le cas de la SFT, le terme scalaire dépend de la variance des fluctuations $\delta\epsilon$. Son comportement vis à vis de la densité ou de la taille des particules est plus complexe.

L'évolution de ce terme scalaire en fonction des paramètres r_{glace} et ρ_{neige} est représentée sur la figure 3.8 dans le cas de la neige sèche. Afin d'étudier le comportement global de ce terme, la densité de la neige varie de 0 à 0.917. Pour le modèle SFT, les termes de la matrice de phase ont une allure Gaussienne centrée autour d'une densité proche de 0.4. A ces densités, la proportion d'air et de glace est quasiment identique dans le milieu et ϵ_g tend alors vers une valeur médiane entre ϵ_0 et ϵ_{glace} , ce qui induit une augmentation de la variance et donc de la rétrodiffusion. On peut ici remarquer que la diffusion du milieu est largement dépendante de la taille des particules de glace. Pour des densités de neige inférieures à 0.4, le modèle de Rayleigh doit intégrer des particules de taille près de 2 fois plus importantes que pour le modèle SFT.

Finalement, la transformation $\epsilon - \xi$ liée à l'utilisation de la SFT permet de transformer le milieu aléatoire de permittivité $\epsilon(\mathbf{r})$ en un milieu de permittivité ϵ_g contenant des diffuseurs $\xi(\mathbf{r})$, la polarisabilité moyenne d'un diffuseur unique étant nulle $\langle \xi(\mathbf{r}) \rangle = 0$. Cette modélisation est schématisée sur la figure 3.9.

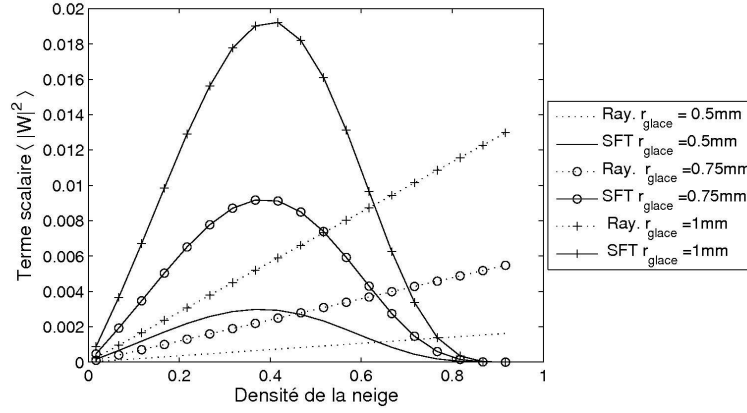


FIG. 3.8 – Terme scalaire de la matrice de phase en fonction de la densité et de la taille des particules en bande C en rétrodiffusion avec $\theta_i = 40^\circ$.

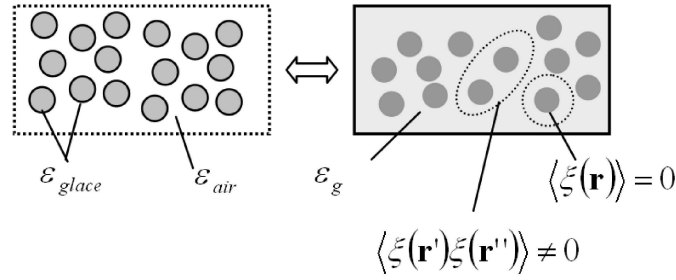


FIG. 3.9 – Equivalence “milieu hétérogène - milieu homogène aléatoire avec fortes fluctuations” dans le cas de la neige sèche.

3.3 Application à un couvert neigeux mono-couche

L'ensemble des éléments théoriques précédents est introduit dans un modèle de diffusion d'un couvert neigeux mono-couche.

3.3.1 Implémentation du transfert radiatif

L'équation vectorielle du transfert radiatif énoncée par (3.21) peut être résolue numériquement ou analytiquement. La méthode analytique permettant de mettre en évidence les différents phénomènes physiques est choisie dans cette étude. La méthode itérative consiste à développer le vecteur de Stokes modifié diffusé en série [Tsang 85] :

$$\tilde{\mathbf{I}}(\mathbf{r}, \hat{s}) = \tilde{\mathbf{I}}^{(0)}(\mathbf{r}, \hat{s}) + \tilde{\mathbf{I}}^{(1)}(\mathbf{r}, \hat{s}) + \tilde{\mathbf{I}}^{(2)}(\mathbf{r}, \hat{s}) + \dots \quad (3.57)$$

Les différents ordres correspondent à un processus de diffusion particulier : la solution à l'ordre 0 représente l'intensité incidente atténuée, la solution à l'ordre 1 les mécanismes de diffusion simple, la solution à l'ordre 2 la diffusion double, etc ...

3.3.1.1 Méthode itérative

On définit l'intensité incidente $\tilde{\mathbf{I}}^i$ arrivant sur l'interface air-neige avec une direction définie par les angles θ_i et ϕ_i . La figure 3.10 représente la propagation de l'onde EM dans le couvert neigeux. L'intensité à l'intérieur du volume peut se décomposer en deux termes : une partie ascendante $\tilde{\mathbf{I}}^+$ et une autre descendante $\tilde{\mathbf{I}}^-$.

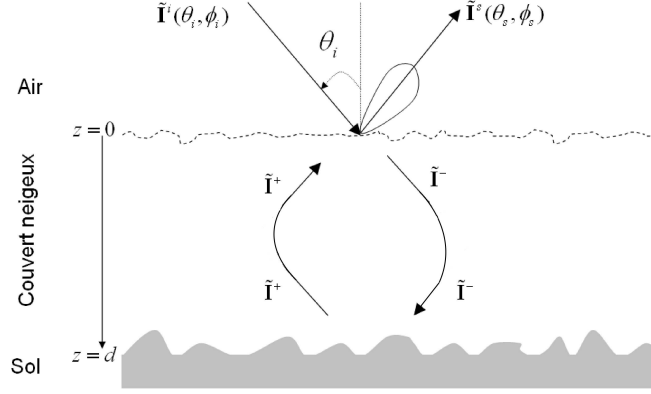


FIG. 3.10 – Modélisation et formalisme de la propagation de l'onde EM dans le couvert neigeux mono-couche.

L'équation du transfert radiatif introduite par l'équation (3.21) se sépare alors en deux parties :

$$\begin{aligned} \mu_s \frac{d\tilde{\mathbf{I}}^+(z, \mu_s, \phi_s)}{dz} &= -\kappa_e \tilde{\mathbf{I}}^+(z, \mu_s, \phi_s) + \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, \mu'_i, \phi'_i) \tilde{\mathbf{I}}^+(z, \mu'_i, \phi'_i) d\mu'_i d\phi'_i \\ &+ \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, -\mu'_i, \phi'_i) \tilde{\mathbf{I}}^-(z, -\mu'_i, \phi'_i) d\mu'_i d\phi'_i \end{aligned} \quad (3.58)$$

et

$$\begin{aligned} \mu_s \frac{d\tilde{\mathbf{I}}^-(z, -\mu_s, \phi_s)}{dz} &= -\kappa_e \tilde{\mathbf{I}}^-(z, -\mu_s, \phi_s) + \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(-\mu_s, \phi_s, \mu'_i, \phi'_i) \tilde{\mathbf{I}}^+(z, \mu'_i, \phi'_i) d\mu'_i d\phi'_i \\ &+ \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(-\mu_s, \phi_s, -\mu'_i, \phi'_i) \tilde{\mathbf{I}}^-(z, -\mu'_i, \phi'_i) d\mu'_i d\phi'_i \end{aligned} \quad (3.59)$$

où dz correspond à la longueur différentielle verticale du manteau neigeux et remplace le différentiel sur la direction de propagation \hat{s} selon $dz = ds \cos \theta$. Les différentes directions de propagation sont indiquées par les angles θ et ϕ . Les variables $\mu = \cos \theta$ et $-\mu = \cos(\pi - \theta)$ sont introduites afin d'alléger ces équations.

3.3.1.2 Solution à l'ordre un

A l'aide de la solution itérative à l'ordre un, quatre mécanismes de rétrodiffusion peuvent être mis en évidence : la rétrodiffusion du sol à travers le manteau, celle de volume et les deux phénomènes de double rebond "particules-sol" et "sol-particules". Même si le phénomène de triple rebond "sol-particules-sol" appartient à la solution d'ordre un, il est négligé

dans cette étude car sa contribution est négligeable. La solution de l'équation du transfert radiatif s'écrit alors sous la forme :

$$\begin{aligned}
\frac{\tilde{\mathbf{I}}^+(1)(z=0, \mu_s, \phi_s)}{\tilde{\mathbf{I}}_0^-(z=0, \mu_i, \phi_i)} &= e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_s}} \frac{\mathbf{R}(\mu_s, \phi_s, \mu_i, \phi_i)}{4\pi\mu_s} e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_i}} \\
&+ \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_s}}}{\mu_s} \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, -\mu_i, \phi_i) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_i}} dz' \\
&+ e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_s}} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \frac{\mathbf{R}(\mu_s, \phi_s, \mu, \phi)}{4\pi\mu_s} \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{-\kappa_e(d+z')}{\mu}}}{\mu} \mathbf{P}(-\mu, \phi, -\mu_i, \phi_i) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_i}} dz' d\mu d\phi \\
&+ \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_s}}}{\mu_s} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, \mu', \phi') e^{\frac{-\kappa_e(d+z')}{\mu'}} \frac{\mathbf{R}(\mu', \phi', \mu_i, \phi_i)}{4\pi\mu'} e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_i}} d\mu d\phi dz'
\end{aligned} \tag{3.60}$$

où $\mathbf{R}(\mu_s, \phi_s, \mu_i, \phi_i)$ correspond à la diffusion du sol rugueux qui dépend des angles d'incidence et des angles de diffusion. Les vecteurs intensité $\tilde{\mathbf{I}}$ étant de dimension 4, \mathbf{R} présente sous la forme d'une matrice 4x4. Les facteurs influençant ce terme sont présentés dans la section suivante. La double intégration sur les angles d'incidence étant difficilement solvable par une approche analytique, une méthode de résolution numérique basée sur une quadrature gaussienne est utilisée [Martini 05]. La fonction à intégrer est calculée pour un ensemble de N angles θ_j avec $\phi = [0, \pi]$. Pour chaque angle discrétisé, l'intégrale est pondérée par un coefficient ω_j [Abramowitz 70]. La solution à l'ordre un de l'équation du transfert radiatif se présente alors sous la forme suivante :

$$\begin{aligned}
\frac{\tilde{\mathbf{I}}^+(1)(z=0, \mu_s, \phi_s)}{\tilde{\mathbf{I}}_0^-(z=0, \mu_i, \phi_i)} &= e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_s}} \frac{\mathbf{R}(\mu_s, \phi_s, \mu_i, \phi_i)}{4\pi\mu_s} e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_i}} \\
&+ \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_s}}}{\mu_s} \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, -\mu_i, \phi_i) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_i}} dz' \\
&+ \sum_{k=0}^1 e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_s}} \left[\sum_{j=0}^N \omega_j \frac{\mathbf{R}(\mu_s, \phi_s, \mu_j, k\pi)}{4\pi\mu_s} \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{-\kappa_e(d+z')}{\mu_j}}}{\mu_j} \mathbf{P}(-\mu_j, k\pi, -\mu_i, \phi_i) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_i}} dz' \right] \\
&+ \sum_{k=0}^1 \int_{-d}^0 \frac{e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_s}}}{\mu_s} \left[\sum_{j=0}^N \omega_j \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, \mu_j, k\pi) e^{\frac{-\kappa_e(d+z')}{\mu_j}} \frac{\mathbf{R}(\mu_j, k\pi, \mu_i, \phi_i)}{4\pi\mu_j} e^{\frac{-\kappa_e d}{\mu_i}} \right] dz'
\end{aligned} \tag{3.61}$$

Finalement, le coefficient de rétrodiffusion σ_{pq} se calcule en conformité avec l'équation (1.55). En considérant que l'intensité diffusée par l'onde sphérique est définie par unité d'angle solide, le coefficient de rétrodiffusion normalisé σ_{pq}^0 est :

$$\sigma_{pq}^0 = 4\pi \cos \theta_s \frac{\tilde{\mathbf{I}}^+(1)(z=0, \mu_s, \phi_s)}{\tilde{\mathbf{I}}_0^-(z=0, \mu_i, \phi_i)} \tag{3.62}$$

avec $\mu_s = \mu_i$ et $\phi_s = \phi_i + \pi$ en configuration monostatique.

3.3.1.3 Contribution du sol dans la rétrodiffusion EM

Dans la littérature, de nombreux modèles EM permettent de simuler la rétrodiffusion EM d'un sol. A partir de la constante diélectrique et de la rugosité du sol, la rétrodiffusion

EM par une surface rugueuse aléatoire est estimée par la méthode de l'équation intégrale (IEM)[Fung 92]. Par rapport aux modèles des petites perturbations et de l'Optique Physique, l'IEM présente l'avantage de pouvoir simuler la rétrodiffusion pour une grande variété de rugosité. Sa formulation est donnée en Annexe C. Pour plus de précisions, le lecteur est invité à lire certains ouvrages dédiés à la diffusion EM des surfaces rugueuses tels que [Ogilvy 92]. Les trois paramètres d'entrée du modèle IEM sont introduits ci-dessous.

- L'écart-type des hauteurs σ_{sol} traduit l'importance des variations de hauteur de la surface autour d'un plan de référence défini selon $E(z) = 0$. Si la rugosité d'une surface est décrite au moyen de ses hauteurs z et suit une distribution $p(z)$, l'écart-type des hauteurs de la surface est alors défini par σ_{sol} suivant :

$$\sigma_{sol}^2 = \int_{z=-\infty}^{\infty} z^2 p(z) dz \quad (3.63)$$

- La longueur de corrélation L_{sol} permet de décrire la corrélation existante entre deux hauteurs et se calcule donc à partir de la fonction d'autocorrélation de la densité de probabilité jointe. Pour une surface stationnaire, cette fonction dépend seulement de la distance entre deux points. C'est ainsi que la longueur de corrélation du sol L_{sol} est définie comme la distance minimale entre deux points d'une surface pour laquelle la corrélation normalisée des hauteurs est inférieure à $1/e$.
- La permittivité du sol ϵ_{sol} dépend de son humidité M_v ainsi que de sa composition. Plusieurs modèles de constante diélectrique ont été développés afin de lier cette permittivité aux paramètres bio-physiques du sol [Hallikainen 85] [Dobson 85] [Topp 80]. Malgré le fait que le modèle de Topp soit moins précis que les deux premiers, il présente l'avantage d'être indépendant de la texture du sol, de sa densité, de sa température et de son taux de salinité. Ces paramètres n'étant pas estimables pour les zones étudiées dans ce manuscrit, le modèle de Topp sera utilisé.

3.3.1.4 Propriétés diélectriques de la neige

On rappelle qu'il est important de définir trois caractéristiques physiques afin de modéliser la diffusion EM de la neige : l'atténuation, la diffusion et la réfraction. La théorie du Transfert Radiatif sous l'approximation de Rayleigh ne permet pas de déterminer avec précision les phénomènes de diffusion et d'atténuation. Dans le cas d'un milieu dense, la théorie des fluctuations fortes permet de calculer la permittivité effective et particulièrement sa partie imaginaire, puis d'en déduire le coefficient d'extinction du milieu. En ce qui concerne le phénomène de diffusion, la SFT permet de calculer une nouvelle matrice de phase et introduit alors le concept de la diffusion EM par les fluctuations de permittivité. Enfin, pour le mécanisme de réfraction, la transmission de l'onde à l'interface air-neige est exprimée au moyen d'une matrice de transmission formée à partir des coefficients de Fresnel définis en convention FSA (cf. Annexe A).

Soit deux milieux d'indice de réfraction $n_1 = \sqrt{\epsilon_1}$ et $n_2 = \sqrt{\epsilon_2}$, la matrice de transmission de l'onde se propageant dans le milieu 1 avec un angle d'incidence θ_1 vers le milieu 2 avec un angle $\theta_2 = \arcsin(\frac{n_1}{n_2} \sin \theta_1)$ (loi de Snell-Descartes) est égale à [Ulaby 86] :

$$\mathbf{T}_{12} = \frac{\epsilon_2}{\epsilon_1} \begin{bmatrix} 1 - |r_{vv}|^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 - |r_{hh}|^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & g & -h \\ 0 & 0 & h & g \end{bmatrix} \quad (3.64)$$

avec :

$$\left. \begin{aligned} r_{vv} &= \frac{n_2 \cos \theta_1 - n_1 \cos \theta_2}{n_2 \cos \theta_1 + n_1 \cos \theta_2} & g &= \frac{\cos \theta_2}{\cos \theta_1} \Re[(1 + r_{vv})(1 + r_{hh}^*)] \\ r_{hh} &= \frac{n_1 \cos \theta_1 - n_2 \cos \theta_2}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} & h &= \frac{\cos \theta_2}{\cos \theta_1} \Im[(1 + r_{vv})(1 + r_{hh}^*)] \end{aligned} \right\} \quad (3.65)$$

Afin de tenir compte de la réfraction du milieu homogène, cette matrice est introduite dans la solution du transfert radiatif pour les interfaces « air-neige » et « neige-air ». La permittivité diélectrique effective de la neige est alors calculée à l'aide de l'équation (3.52). Les particules sont modélisées selon l'approche de sphéricité introduite dans la section 2.3.2.4. La permittivité de la particule équivalente "glace+eau" de fraction volumique $f_{part} = f_{glace} + f_{eau}$ est calculée à l'aide de [Sihvola 92] :

$$\frac{\epsilon_{part} - \epsilon_0}{\epsilon_{part} + 2\epsilon_0} = \frac{(\epsilon_{eau} - \epsilon_0)(\epsilon_{glace} - 2\epsilon_{eau}) + \gamma(\epsilon_{glace} - \epsilon_{eau})(\epsilon_0 + 2\epsilon_{eau})}{(\epsilon_{eau} + 2\epsilon_0)(\epsilon_{glace} + 2\epsilon_{eau}) + 2\gamma(\epsilon_{glace} - \epsilon_{eau})(\epsilon_{eau} - \epsilon_0)} \quad (3.66)$$

$$\text{avec } \gamma = \left(1 - \frac{f_{eau}}{f_{glace}}\right)^{-1}.$$

3.3.2 Analyse de la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux

On étudie dans cette section la rétrodiffusion EM d'un manteau neigeux en fonction des paramètres radar tels que l'angle d'incidence ou la fréquence d'émission, puis en fonction des différents paramètres caractérisant l'état de la neige [Longépé 06]. En considérant des particules sphériques, la solution à l'ordre un du transfert radiatif est inappropriée pour simuler les canaux en polarisation croisée σ_{vh}^0 [Tsang 85]. Ainsi, cette étude se basera principalement sur les canaux co-polaires. Le chapitre 4 utilisant les données du capteur ASAR/ENVISAT dans les canaux VV et VH, ce chapitre analyse donc principalement le canal co-polaire VV.

3.3.2.1 Influence du capteur SAR dans le cas de la neige sèche

Les caractéristiques du manteau neigeux sont définies par une densité égale à $\rho_{neige} = 0.3$, une humidité nulle $f_{eau} = 0\%$, une épaisseur $d = 2m$ et des particules de rayon $r_{glace} = 0.5mm$. Le sol sous-jacent est décrit par une longueur de corrélation L_{sol} de 40 mm, un écart-type σ_{sol} de 6 mm et une permittivité égale à $\epsilon_{sol} = 6$. Ces valeurs correspondent globalement aux conditions estimées et/ou mesurées lorsque le manteau neigeux est sec dans le chapitre 4.

Angle d'incidence

La rétrodiffusion EM de ce manteau de neige sèche est simulée pour les bandes L et C en fonction de l'angle d'incidence et est représentée sur la figure 3.11. Il apparaît que la rétrodiffusion liée aux mécanismes de double rebond est beaucoup plus faible que celles des autres mécanismes. En bande L, la rétrodiffusion liée au sol est largement prépondérante : les effets liés à la diffusion des particules de glace peuvent être négligés. En bande C, une différence sensible selon la modélisation utilisée (Rayleigh ou SFT) peut être remarquée pour la rétrodiffusion de volume, la rétrodiffusion selon la théorie de Rayleigh est faible par rapport au modèle des fluctuations fortes. En considérant des conditions de manteau neigeux telles que fixées précédemment, la rétrodiffusion de volume devient importante pour des angles d'incidence supérieurs à 35° dans le cas de la SFT. Ceci est en

conformité avec différentes études polarimétriques [Floricioiu 01]. Ces résultats montrent une plus grande précision de la SFT par rapport à l'approche de Rayleigh. De plus, l'angle d'incidence influence majoritairement la rétrodiffusion du sol alors que celle du volume est relativement insensible à ce paramètre. Enfin, il peut être noté que la contribution du double rebond est très faible.

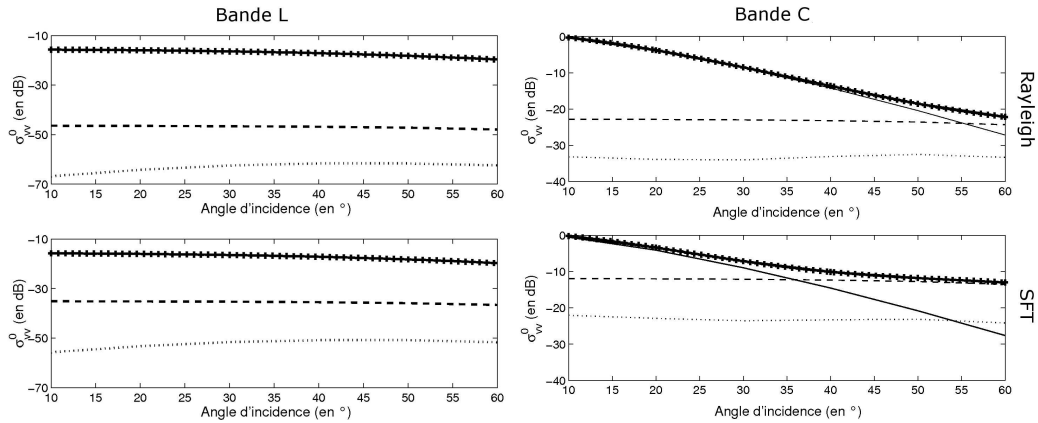


FIG. 3.11 – Rétrodiffusion par un manteau neigeux sec en fonction de l'angle d'incidence avec les mécanismes de diffusion du sol (—), du volume (- -), du double rebond (· · ·) et totale (+) selon la théorie de Rayleigh et de la SFT.

Fréquence d'émission

La rétrodiffusion EM du couvert neigeux caractérisé précédemment est aussi simulée en fonction de la fréquence d'émission avec un angle d'incidence fixé à 40° . Cette valeur correspond à l'angle d'observation des données acquises par le capteur ASAR/ENVISAT. L'influence de la fréquence sur la rétrodiffusion du sol et du volume est observée sur la figure 3.12.

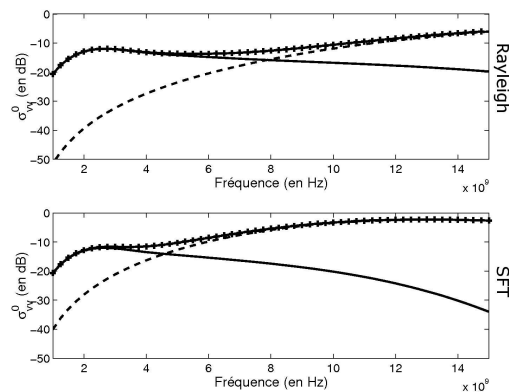


FIG. 3.12 – Rétrodiffusion par un manteau neigeux sec en fonction de la fréquence d'émission avec les mécanismes de diffusion du sol (—), du volume (- -) et totale (+) selon la théorie de Rayleigh et de la SFT.

Que ce soit avec la théorie de Rayleigh ou de la SFT, le mécanisme de rétrodiffusion du sol est globalement prépondérant à basse fréquence alors que l'influence du volume augmente proportionnellement avec la fréquence. Ceci se justifie pleinement d'un point de vue physique en observant le rapport entre la longueur d'onde et la taille des particules.

3.3.2.2 Influence des paramètres du manteau neigeux

L'influence de différents paramètres physiques du manteau neigeux sur la rétrodiffusion EM est ensuite présentée dans cette section. Pour réaliser cette étude, l'angle d'incidence est fixé à 40° et les caractéristiques du sol sont identiques à celles mentionnées précédemment. Même si les résultats qui suivent varient très probablement en fonction de l'angle d'incidence par exemple, cette étude qualitative ne peut être exhaustive tant les combinaisons de paramètres sont nombreuses. Cette étude se concentre sur des valeurs de paramètres proches du milieu naturel des Alpes.

Eau liquide et profondeur de pénétration en bande L et C

Dans la section précédente, il a été montré que le manteau neigeux semble transparent en bande L dans le cas de la neige sèche. Ceci peut être confirmé en calculant la profondeur de pénétration. Cette profondeur δ_p est définie par la distance entre l'interface "air-neige" et la profondeur où la puissance incidente est atténuée d'un facteur e . Si la puissance transmise à une abscisse $z = 0^-$ juste en dessous de la surface est $P(0^-)$, alors la puissance à la profondeur z est donnée par :

$$P(z) = P(0^-) \exp\left(-\int_0^z \kappa_e(z') dz'\right) \quad (3.67)$$

où κ_e est le coefficient d'extinction. Pour un manteau de neige homogène, on en déduit que la profondeur de pénétration δ_p est égale à :

$$\frac{P(\delta_p)}{P(0^-)} = \frac{1}{e} \implies \delta_p = \kappa_e^{-1} \quad (3.68)$$

si l'on suppose que $\kappa_e(z)$ est constant quelque soit la valeur de z .

En utilisant la définition du coefficient d'extinction donnée par l'équation (3.54) avec la SFT, la pénétration de l'onde EM dans un manteau neigeux est calculée et représentée sur la figure 3.13. La longueur de pénétration est théoriquement très élevée en bande L (≈ 100 m) et en bande C (≈ 20 m) dans le cas où l'humidité est nulle. En pratique, cette longueur peut être légèrement minorée si l'on tient compte des probables impuretés de la glace caractérisées alors par une partie imaginaire de permittivité non négligeable. Dès qu'une faible fraction d'eau liquide apparaît dans le milieu, l'atténuation augmente fortement. La longueur de pénétration atteint environ 40 cm en bande L et 2-3 cm en bande C. Ce point paraît essentiel si l'on se réfère à la stratigraphie du manteau neigeux.

D'autre part, la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux humide est simulée en fonction de la fréquence pour deux épaisseurs de manteau différentes sur la figure 3.14. Conformément à la figure 3.13, il apparaît que la rétrodiffusion EM de la neige humide dépend uniquement du mécanisme lié au sol en bande L et de celui du volume en bande C dans le cas d'un manteau peu épais (30 cm). Quelque soit l'humidité, l'onde n'atteint pas le sol en bande C. Toutefois, l'effet du sol diminue proportionnellement avec l'humidité du

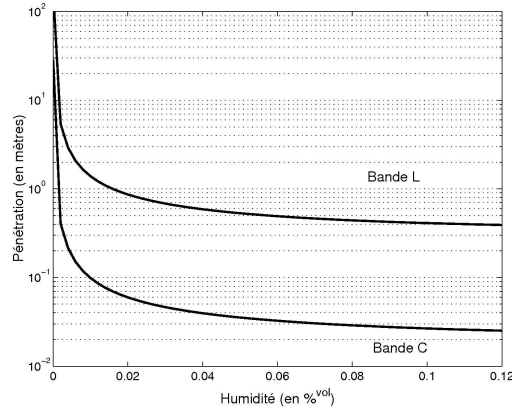


FIG. 3.13 – Pénétration de l'onde EM dans un manteau neigeux humide en bande L et C.

manteau neigeux en bande L. Pour une épaisseur de l'ordre de 2 mètres, la rétrodiffusion du sol devient négligeable au delà de 2-3 %^{vol}. Enfin, il est intéressant de constater que la contribution du terme volumique n'est pas strictement proportionnelle avec l'humidité en bande C. Pour de faibles humidités, la rétrodiffusion de volume va diminuer du fait de la forte diminution de la pénétration δ_p . Cependant, au fur et à mesure que l'humidité augmente, les variations de permittivités augmentent au sein de ce milieu aléatoire ce qui induit une diffusion plus importante du fait de la présence de la variance δ_ξ dans l'équation (3.55).

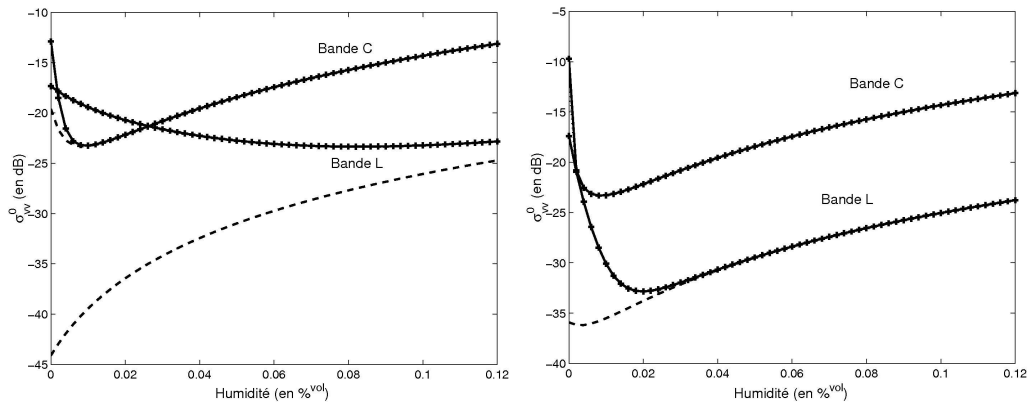


FIG. 3.14 – Rétrodiffusion par un manteau neigeux en fonction de son humidité avec les mécanismes de diffusion du volume (- -) et totale (+) selon la théorie de la SFT pour une épaisseur de neige de 30 centimètres (Gauche) et de 2 mètres (Droite).

Equivalent en Eau de la Neige et taille de particules

En bande L, la rétrodiffusion liée à la contribution volumique est négligeable pour la neige sèche. De plus, l'impact de la densité sur la rétrodiffusion du sol en bande L fera l'objet d'une étude particulière dans le chapitre 5.2.2.3. Ce paragraphe traite du comportement de la rétrodiffusion EM en bande C en fonction de l'EEN et de la tailles des

particules de glace dans le cas d'une neige sèche. Les simulations de σ_{vv}^0 en fonction de la taille des particules, de la densité ou de l'épaisseur du manteau sont représentées sur la figure 3.15. L'influence de chaque paramètre est analysé :

- Épaisseur du manteau : la rétrodiffusion du sol étant très peu sensible à l'épaisseur du manteau, seule la rétrodiffusion de volume est modifiée. Dans le cas d'un milieu homogène sur toute l'épaisseur et constitué de particules sphériques, l'intégration dépendante du coefficient d'extinction κ_e et de la matrice de phase du second terme dans l'équation (3.61) peut se reformuler de la manière suivante :

$$\frac{\mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, -\mu_i, \phi_i)}{\mu_s} \int_{-d}^0 e^{\frac{2\kappa_e z'}{\mu_s}} dz' \implies \mathbf{P}(\mu_s, \phi_s, -\mu_i, \phi_i) \left(1 - e^{-\frac{2\kappa_e d}{\mu_s}}\right) \quad (3.69)$$

C'est ainsi que plus le couvert neigeux est épais, plus la rétrodiffusion de volume est importante.

- Densité de la neige : tout comme l'épaisseur, la densité influe peu sur la rétrodiffusion du sol en bande C. Toutefois, son influence sur le terme de volume s'avère important dans le cas d'une modélisation avec la théorie de la SFT. Le comportement non linéaire de la matrice de phase (cf. Figure 3.8) induit un maximum de diffusion pour des densités de l'ordre de 0.3-0.4.
- Taille des particules : la rétrodiffusion EM est directement dépendante de la taille des particules de glace dans le cas de la neige sèche. Pour r_{glace} supérieur à 0.4-0.5 mm, la diffusion de volume devient de plus en plus importante par rapport à la diffusion du sol.

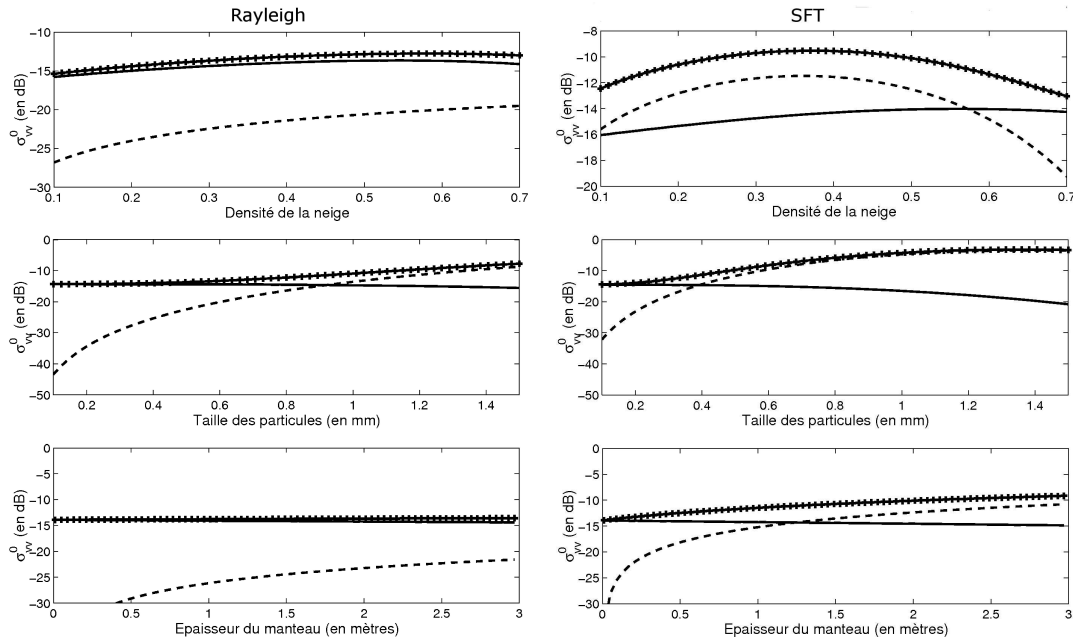


FIG. 3.15 – Rétrodiffusion par un manteau neigeux sec en fonction de ses caractéristiques avec les mécanismes de diffusion du sol (—), du volume (- -) et totale (+) selon la théorie de Rayleigh et la SFT en bande C.

3.3.2.3 Etude de sensibilité/incertitude en bande C

Afin d'étudier la sensibilité du modèle direct, une approche consiste à implémenter un modèle dit "adjoint". Cela rend possible l'étude de la sensibilité de la matrice de Muller par rapport aux paramètres d'entrée. Pour cela, la différentiation du modèle EM par rapport aux différents paramètres de neige (et même du sol) est analytiquement réalisée. On calcule donc :

$$\nabla\sigma_{pq}^0 = \left[\frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial r_{glace}} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial \rho_{neige}} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial d} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial f_{eau}} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial \epsilon_{sol}} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial \sigma_{sol}} \quad \frac{\partial\sigma_{pq}^0}{\partial L_{sol}} \right] \quad (3.70)$$

sachant que σ_{pq}^0 est défini selon les équations (3.61) et (3.62). Notons que les termes en polarisation croisée ne sont pas différentiables analytiquement : le calcul de ces éléments de la matrice de réflexion \mathbf{R} par l'IEM (cf. Annexe C) utilise une intégration dont la dérivée par rapport aux paramètres de neige n'est pas solvable. Dans le cas d'un manteau neigeux dont les caractéristiques sont identiques à celles présentées au début de cette section 3.3.2 (i.e. $\rho_{neige} = 0.3$, $f_{eau} = 0\%$, $d = 2m$, $r_{glace} = 0.5mm$ avec $L_{sol} = 40mm$, $\sigma_{sol} = 6mm$ et $\epsilon_{sol} = 6$), les valeurs du gradient $\nabla\sigma_{vv}^0$ sont représentées sur la figure 3.16 dans le cas d'une modélisation avec la théorie de la SFT. Étant donné que les différentes variables n'ont pas les même ordres de grandeur ($r_{glace} \propto 10^{-4}$ et $\epsilon_{sol} \propto 10^1$), les éléments du gradient sont difficilement comparables les uns avec les autres. Toutefois, leurs variations peuvent être analysées.

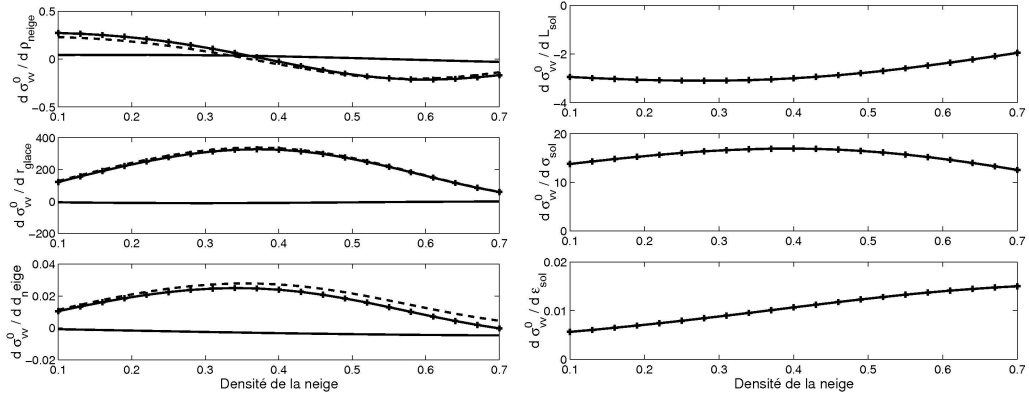


FIG. 3.16 – Gradient du coefficient de rétrodiffusion σ_{vv}^0 en fonction des paramètres de neige (Gauche) et du sol (Droite) avec les mécanismes de diffusion du sol (—), du volume (- -) et totale (+) selon la théorie de la SFT.

Ainsi, il peut être noté que le gradient de σ_{vv}^0 par rapport à la densité change de signe et devient négatif si la densité du milieu est forte. Pour la taille des particules et de l'épaisseur du manteau, la sensibilité du gradient est maximale pour $\rho_{neige} \approx 0.3-0.4$. Les paramètres (L_{sol} , σ_{sol} et ϵ_{sol}) influencent naturellement la rétrodiffusion du sol à travers le manteau et par conséquent la rétrodiffusion totale. Les dérivées de σ_{vv}^0 en fonction de L_{sol} et σ_{sol} sont respectivement négative et positive du fait de la corrélation entre la rétrodiffusion et la rugosité. Par rapport à la constante diélectrique du sol, l'augmentation de la densité de la neige provoque une augmentation de la sensibilité du modèle EM. Ceci est lié à la plus grande sensibilité du modèle IEM lorsque le rapport $\frac{\epsilon_{soil}}{\epsilon_{neige}}$ est petit.

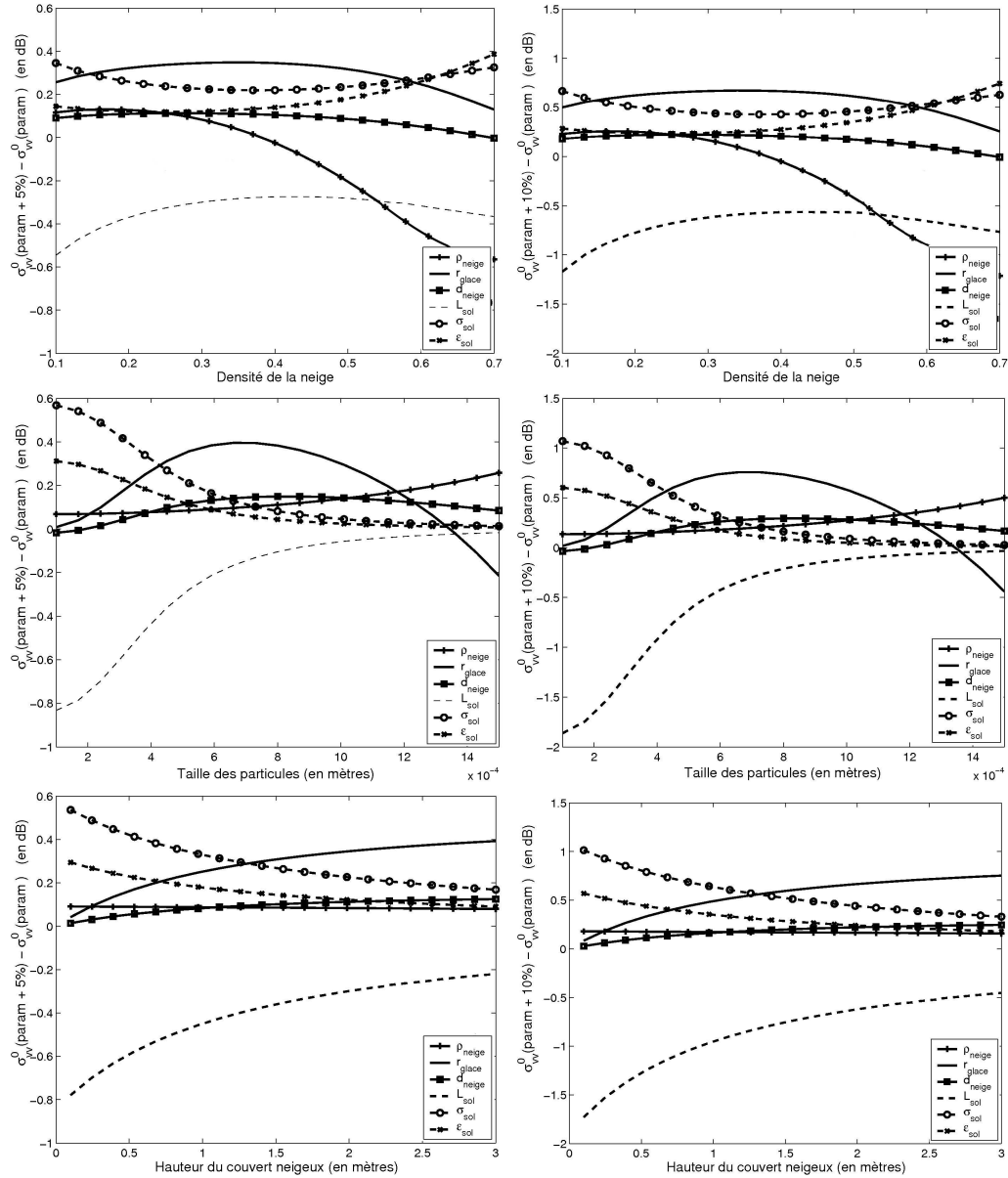


FIG. 3.17 – Influence d’une erreur d’estimation des paramètres ρ_{neige} , r_{glace} , d_{neige} , L_{sol} , σ_{sol} et ϵ_{sol} sur la simulation de la rétrodiffusion EM dans le cas de la neige sèche en bande C : erreur de 5% (Gauche) et de 10% (Droite).

Au delà de cette étude purement qualitative, ce modèle adjoint permet d’estimer l’impact d’une erreur sur les paramètres d’entrée pour le calcul de la rétrodiffusion. En considérant la linéarité des dérivées partielles pour un intervalle Δ suffisamment petit, l’influence d’une augmentation de $\tau\%$ sur la variable d’entrée X provoque une erreur d’estimation sur la rétrodiffusion σ_{vv}^0 de :

$$\text{Erreur}(X + \tau X) = \frac{\sigma_{vv}^0 + \tau X \frac{\partial \sigma_{vv}^0}{\partial X}}{\sigma_{vv}^0} \quad (3.71)$$

Les variations de la rétrodiffusion EM pour des erreurs de 5 et 10% sur les paramètres de neige/sol sont illustrées sur la figure 3.17 dans le cas de la neige sèche. Initialement, les caractéristiques du manteau/sol valent $\rho_{neige} = 0.3$, $d = 2m$, $r_{glace} = 0.5mm$, $L_{sol} = 40mm$, $\sigma_{sol} = 6mm$ et $\epsilon_{sol} = 6$, puis une caractéristique varie par panel sur cette figure. D'un point de vue globale, une erreur d'estimation de 5% (resp. 10 %) sur un paramètre d'entrée du modèle peut amener une erreur de l'ordre de 0.4dB (resp. 1dB). Selon les configurations du manteau neigeux, cette erreur varie. Toutefois, la qualité de l'estimation de la hauteur du couvert neigeux n'a que très peu d'impact quelques soient les caractéristiques du manteau avec $\sigma_{vv}^0(d_{neige} + 5\%) - \sigma_{vv}^0(d_{neige}) < 0.2dB$. Par contre, une mauvaise estimation de la rugosité du sol (L_{sol} et σ_{sol}) peut influencer fortement la simulation de la rétrodiffusion EM ($\approx 1dB$). Finalement, la taille des particules semble être le paramètre de neige engendrant le plus d'incertitude sur la rétrodiffusion. Une erreur de 10% provoque une erreur sur σ_{vv}^0 de l'ordre de 0.7-0.8 dB.

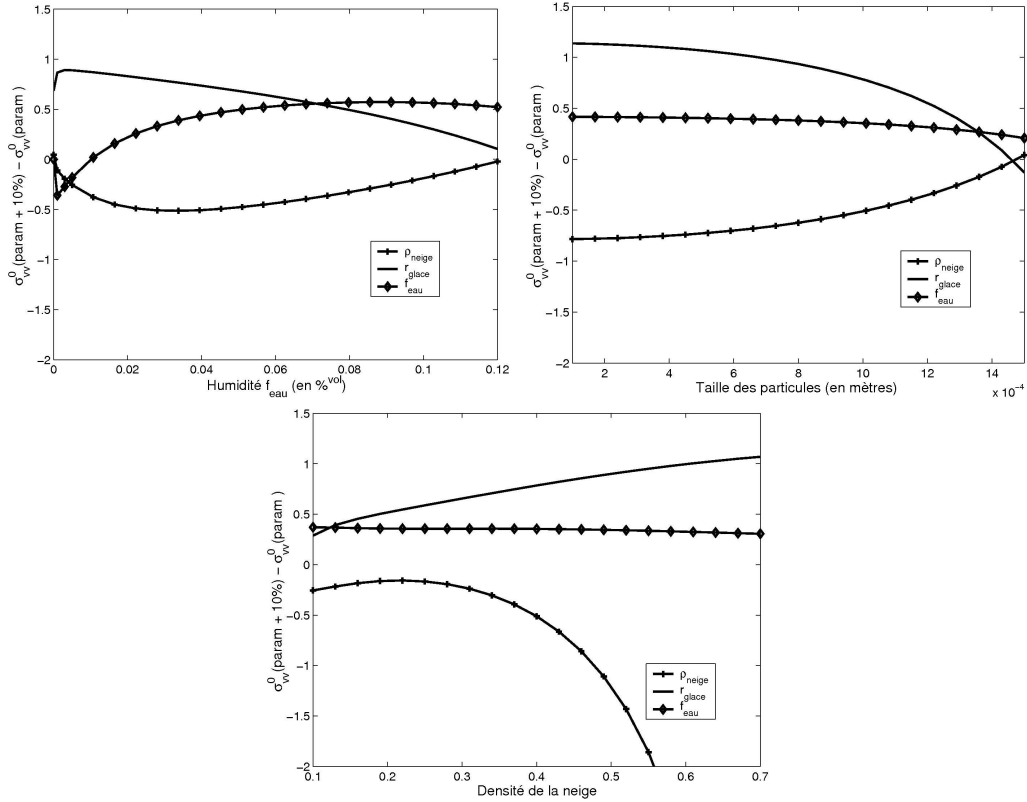


FIG. 3.18 – Influence d'une erreur d'estimation des paramètres ρ_{neige} , r_{glace} et f_{eau} sur la simulation de la rétrodiffusion EM dans le cas de la neige humide en bande C.

Dans le cas d'un manteau neigeux humide, les variations de la rétrodiffusion EM pour des erreurs de 10% sur les paramètres de neige sont illustrées sur la figure 3.18. Comme précédemment, les caractéristiques du manteau neigeux sont fixées avec $\rho_{neige} = 0.4$, $r_{glace} = 1mm$, $f_{eau} = 0.03$, puis une caractéristique varie par panel. De part la profondeur de pénétration de l'onde en bande C, les caractéristiques du sol n'ont que très peu d'impact (< 0.1 dB) dans le cas d'une neige humide. Il en est de même pour l'épaisseur de la neige.

Seuls trois paramètres de neige sont alors étudiés. Tout comme pour la neige sèche, des erreurs sur les paramètres ρ_{neige} et r_{glace} peuvent engendrer une sur- ou sous-estimation de σ_{vv}^0 de l'ordre de 1 dB.

3.4 Application à un couvert neigeux multi-couches

L'approche EM introduite dans les sections précédentes considère que les caractéristiques du manteau neigeux sont homogènes verticalement. Afin de calculer la rétrodiffusion d'une manière plus réaliste [West 93] [Shih 97] [Wiesmann 99], un modèle original de diffusion basé sur le transfert radiatif et la SFT et tenant compte de la stratification du manteau neigeux a été implémenté dans le cadre de cette thèse. Du fait de la longueur de pénétration et de la faible contribution volumique en bande L, ce modèle multi-couches est adapté à la bande C.

3.4.1 Implémentation du modèle EM multi-couches

On considère par la suite un manteau neigeux constitué de n couches distinctes. Du fait de ses propriétés bio- et géo-physiques (taille des particules de glace r_{glace}^k , densité ρ^k et humidité f_{eau}^k), chaque couche k possède des propriétés EM différentes pour la diffusion, l'atténuation ou la réfraction. Un modèle EM adapté à la bande C peut se formaliser selon le schéma présenté par la figure 3.19.

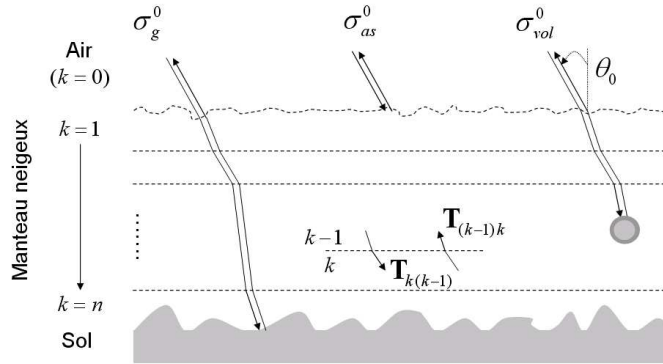


FIG. 3.19 – Modélisation EM de la rétrodiffusion d'un couvert neigeux composé de différentes couches.

En partant de l'équation (3.61), les intégrations sur l'épaisseur du manteau $\int_{-d}^0 \dots dz'$ ne sont plus calculables analytiquement. De même, les deux termes d'atténuation pour la rétrodiffusion du sol à travers le manteau sont erronés. Les paramètres d'extinction κ_e , de diffusion \mathbf{P} et les angles de diffusion dépendent de la direction verticale z . Par exemple, le terme de volume devient égal à :

$$\int_{-d}^0 \frac{e^{-\frac{\kappa_e z'}{\mu_s}}}{\mu_s} \mathbf{P}(\mu_s) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu_0}} dz' \implies \int_{-d}^0 \frac{e^{-\frac{\kappa_e(z')z'}{\mu_s(z')}}}{\mu_s(z')} \mathbf{P}(\mu_s(z')) e^{\frac{\kappa_e(z')z'}{\mu_0(z')}} dz' \quad (3.72)$$

Le système restant à couches discrètes, les variables dépendant de z restent constantes par partie. Il est alors possible de discrétiser le domaine d'intégration des équations du

transfert radiatif. En considérant une transmission cohérente à l'interface "air-neige" et en négligeant les effets de réflexion liés à la différence de permittivité entre couches adjacentes, la rétrodiffusion du sol à travers la neige peut se calculer par :

$$\sigma_g^0 = \cos\theta_0 \mathbf{Att}_{up}(n) \frac{\mathbf{R}(\theta_n)}{\cos\theta_n} \mathbf{Att}_{down}(n) \quad (3.73)$$

où θ_k est l'angle de réfraction dans la couche de neige k lié à celui de la couche adjacente $k + 1$ par la loi de Snell-Descartes. θ_0 représente l'angle d'incidence dans l'air. $\mathbf{Att}_{up}(n)$ et $\mathbf{Att}_{down}(n)$ sont respectivement l'atténuation de propagation de l'onde EM du sol vers l'air, et de l'air vers le sol. Ces deux termes se calculent selon :

$$\mathbf{Att}_{up}(k_{end}) = \prod_{k=1}^{k_{end}} \mathbf{T}_{(k-1)k} e^{-\frac{\kappa_e^k d^k}{\cos\theta_k}} \quad (3.74)$$

$$\mathbf{Att}_{down}(k_{end}) = \prod_{k=1}^{k_{end}} e^{-\frac{\kappa_e^k d^k}{\cos\theta_k}} \mathbf{T}_{k(k-1)} \quad (3.75)$$

où $\mathbf{T}_{(k-1)k}$ est la matrice de transmission de Fresnel de la couche k à $(k - 1)$ et d^k est l'épaisseur de la couche k . La contribution du mécanisme du volume σ_{vol}^0 se met sous la forme suivante :

$$\sigma_{vol}^0 = 4\pi \cos\theta_0 \times \sum_{k=1}^n \mathbf{Att}_{up}(k-1) \mathbf{T}_{(k-1)k} \frac{1 - e^{-\frac{2\kappa_e^k d^k}{\cos\theta_k}}}{2\kappa_e^k} \mathbf{P}^k(\theta_k) \mathbf{T}_{k(k-1)} \mathbf{Att}_{down}(k-1) \quad (3.76)$$

avec les atténuations $\mathbf{Att}_{up}(0)$ et $\mathbf{Att}_{down}(0)$ égales à 1. Il peut être noté que la rétrodiffusion liée à l'interaction entre les particules et le sol est volontairement omise dans cette partie du fait de sa faible contribution dans la rétrodiffusion EM. Par contre, la rétrodiffusion de la surface de la neige est calculée lorsque la couche supérieure est humide. Pour des régions montagneuses, la rugosité de cette surface varie de l'échelle millimétrique (proche de la taille des grains <1mm) à une échelle métrique induite par la topographie. De même, elle peut être très lisse après une chute de neige ou un épisode venteux, ou bien très rugueuse lors d'épisodes de "gel-regel". Dans l'ensemble de cette étude, la rugosité de cette surface sera supposée constante et égale à $\sigma_{air-nei} = 5mm$ et $L_{air-nei} = 100mm$.

3.4.2 Intérêts de l'approche multi-couches en bande C

Une telle procédure augmente considérablement le nombre de variable, et plus précisément, le nombre de paramètres est multiplié par le nombre de couches. *A priori*, l'intérêt d'une telle approche semble strictement réservé à la simulation de la rétrodiffusion EM et non à l'inversion des paramètres de neige. Pour montrer l'impact d'une telle modélisation sur la simulation EM par rapport à une approche mono-couche, cette étude se base sur le couvert neigeux mesuré le 8 avril 2004 sur le site du Lac Noir (Alpes - France) et représenté sur la figure 3.20. Ce couvert neigeux présente des couches inférieures humides d'épaisseur totale 95 cm et des couches supérieures sèches d'épaisseur 55 cm.

Dans cette étude, des données acquises par le capteur ASAR/ENVISAT sont disponibles pour ce site. L'angle d'incidence de l'onde EM est estimé par le biais d'une méthode

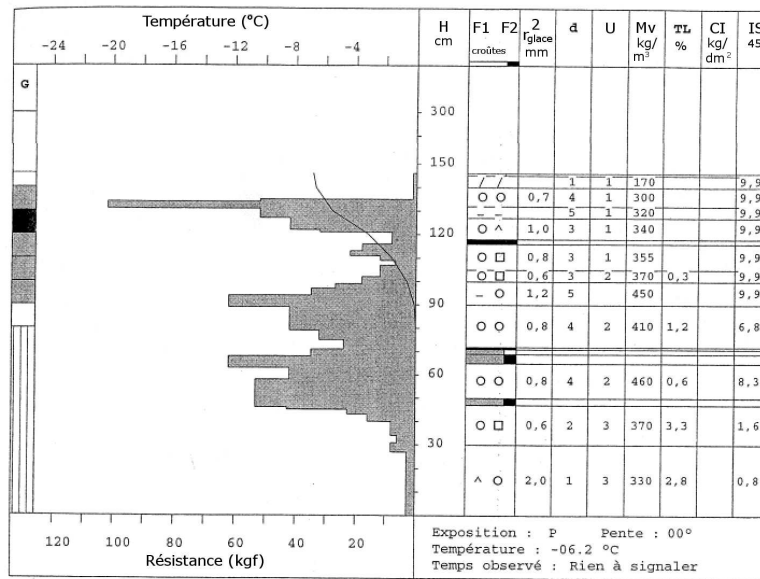


FIG. 3.20 – Profil stratigraphique mesuré le 8 avril 2004 sur le site du Lac Noir - Alpes françaises.

appropriée tenant compte de la topographie et qui sera introduite dans la section 4.1. Il est égale à 47.7°. De même, les caractéristiques du sol sont estimées à l’aide de méthodes utilisant des images ASAR acquises en été. A partir de l’ensemble de ces paramètres d’entrée, la rétrodiffusion EM est simulée à l’aide du modèle EM multi-couches. La rétrodiffusion de volume est représentée sur la figure 3.21 en considérant le manteau neigeux mesuré avec ou sans eau liquide pour les couches inférieures.

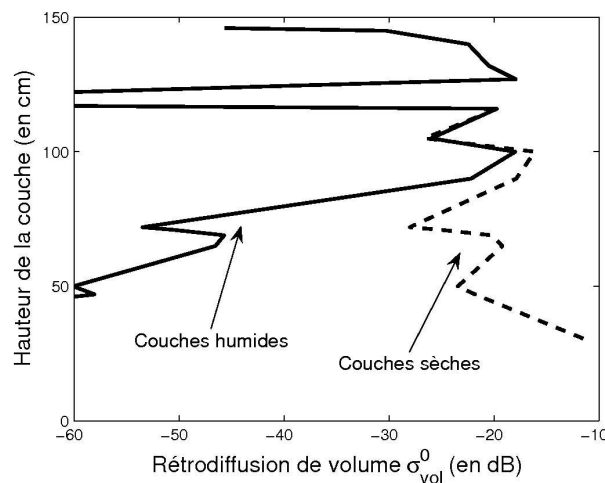


FIG. 3.21 – Contribution de chaque couche de neige pour la rétrodiffusion de volume σ_{vol}^0 dans le cas du manteau neigeux mesuré le 8 avril 2004 au Lac Noir avec ou sans eau liquide.

Comme attendu, l'humidité des couches inférieures provoque une forte diminution de la rétrodiffusion volumique. Afin de montrer l'apport d'une telle modélisation, ces simulations sont comparées avec une approche mono-couche. Cette approche consiste à moyenner les paramètres du manteau neigeux en utilisant une pondération selon l'épaisseur des couches puis à utiliser le modèle EM mono-couche.

Les résultats de ces deux approches (mono- et multi-couches) sont comparés en considérant les deux types de manteau neigeux (avec ou sans eau liquide) :

- Cas du manteau neigeux sans eau liquide : Malgré le fait que la rétrodiffusion de volume par couche varie d'une manière conséquente sur la figure 3.21, l'approche multi-couches estime une rétrodiffusion EM égale à -5.96 dB alors que l'approche mono-couche calcule -6.46 dB. La différence entre les deux modélisations est relativement faible pour cet exemple. Cependant, cet écart peut varier selon les profils stratigraphiques et l'utilisation d'un modèle multi-couches pour la simulation de la rétrodiffusion en bande C est recommandée.
- Cas du manteau partiellement humide : Dans le cas du profil stratigraphique réellement mesuré, de l'eau liquide est présente à la base du manteau neigeux. La rétrodiffusion EM simulée est alors différente selon la modélisation choisie. Dans le cas de l'approche mono-couche, le manteau neigeux devient humide de la base jusqu'à la surface impliquant une rétrodiffusion EM provenant seulement de la rétrodiffusion de volume sur les premiers centimètres ⁽³⁾. En utilisant l'approche multi-couches, des termes de rétrodiffusion de volume liés aux couches sèches supérieures (≈ 60 cm) sont simulés (cf. Figure 3.21). Les mécanismes simulés sont donc différents selon l'approche utilisée. Les rétrodiffusions totales estimées par ces deux modèles sont égales à -12.1 dB (multi-couches) et -16.2 dB (mono-couche). De son côté, le système ASAR/ENVISAT mesure une rétrodiffusion égale à -13.2 ± 0.9 dB.

Au vu des différents éléments théoriques précédemment introduits, la modélisation multi-couches permet de mieux estimer la rétrodiffusion EM du couvert neigeux en bande C et ce tout particulièrement lorsque le manteau neigeux est partiellement humide.

3.4.3 Validation et optimisation du modèle EM multi-couches

Six profils stratigraphiques mesurés le 4 Avril et le 13 Mai 2004 sur 5 sites dans le massif des Grandes Rousses sont utilisés dans cette partie afin de valider ce modèle EM multi-couches. Ces sites sont présentés sur la figure 4.5 de la page 112. Tout comme le profil de la figure 3.20, certains profils sont partiellement humides près du sol et/ou de la surface, alors que certains sont totalement humides ou secs. En plus de ces mesures *in situ*, les profils Crocus sont disponibles pour ces sites pour la saison hivernale 2003-2004. Contrairement aux profils Crocus classiques calculés à l'échelle d'un massif avec une segmentation verticale de 300 mètres avec 6 orientations (cf. Section 2.2), des profils Crocus sont calculés spécifiquement pour ces 5 sites. Les conditions atmosphériques sont interpolées en fonction de leurs positions géographiques exactes. Par conséquent, les simulations EM utilisant les profils de neige mesurés et les profils Crocus spécifiques peuvent être comparées à des données SAR.

⁽³⁾La rétrodiffusion provenant de la surface de la neige est tout de même négligée étant donné que la couche supérieure du manteau réellement mesuré est sèche.

3.4.3.1 Validation à l'aide de profils stratigraphiques

Pour cette étude, plusieurs données en polarisation VH/VV du radar ASAR/ENVISAT sont disponibles au dessus de cette zone entre février et juillet 2004. Cinq images en mode ascendant (16 février, 22 mars, 26 avril, 31 mai et 5 juillet 2004) et deux en mode descendant (8 avril et 13 mai 2004) sont utilisées. Les résultats présentés sur la figure 3.22 représentent la valeur moyenne des données SAR sur un bloc de 3x3 pixels avec leur écart-type. Ceci permet de tenir compte de la variabilité locale du manteau neigeux mais aussi de compenser les éventuelles erreurs de géolocalisation et le bruit de speckle. Les angles d'incidence variant en fonction du sens de vol de ENVISAT : les 2 symboles (\triangle/∇) représentent respectivement les passes ascendantes et descendantes.

Le comportement des simulations EM semble en bonne adéquation avec les acquisitions σ_{vv}^0 du système ASAR. Comme indicateur de performance, le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSC) [Nash 70] et le coefficient de détermination (R^2) sont indiqués dans chaque panel montrant que l'introduction de Crocus dans ce modèle EM mène à des résultats satisfaisants. D'une manière générale, le modèle EM multi-couches permet de simuler correctement les variations de rétrodiffusion liées à la transformation du couvert neigeux tout au long de la fonte printanière. De plus, cette approche multi-couches permet de simuler la rétrodiffusion EM au dessus d'un manteau neigeux stratifié et ce tout particulièrement quand suffisamment d'informations sur le manteau neigeux sont disponibles [Longépé 07]. L'erreur quadratique (RMSE) est égale à 0.67 dB si l'on considère les cinq meilleures simulations $\sigma_{vv_{sim}}^0$ utilisant les profils mesurés. Le site du "Lac Blanc" est omis du fait que son manteau neigeux présente un profil particulier le 8 Avril avec 5 cm d'une croûte non-horizontale de glace impure influençant la simulation de la rétrodiffusion EM.

Il peut être remarqué que les variations des rétrodiffusions EM mesurées σ_{vh}^0 et σ_{vv}^0 semblent corrélées, particulièrement pour les sites de "Lautaret Prairie" et de "Lautaret Combeynot". De plus, il est important de noter que le seuil de bruit relativement élevé du système de mesure ASAR comme indiqué dans le tableau 1.1 est une limitation à l'utilisation du canal σ_{vh}^0 : la valeur seuil est égale à -19.4 dB dans le canal VV et est égal à -21.9 dB pour le canal en polarisation croisée VH. Donnée à titre indicatif, l'évolution temporelle de la rétrodiffusion dans le canal VH montre une faible sensibilité aux conditions d'enneigement. Ceci est en contradiction par rapport aux études expérimentales en bande C présentées dans [Strozzi 98] montrant une augmentation de la différence $\sigma_{vv}^0/\sigma_{vh}^0$ lors de la fonte de la neige.

Au delà de tout aspect quantitatif, les données σ_{vh}^0 peuvent tout de même fournir une information sur le manteau neigeux. Son utilisation sera introduite dans le chapitre suivant.

3.4.3.2 Optimisation de la texture de la neige

Dans le cas d'une modélisation avec la SFT, la rétrodiffusion EM dépend de la densité et de l'humidité du couvert neigeux par le biais des équations (3.50) et (3.51). Ces relations sont établies d'une manière théorique. De la même manière, elle dépend aussi de la texture de la neige définie par la fonction de corrélation radiale $R(\mathbf{r})$ et sa longueur de corrélation L (cf. Equations (3.52) et (3.55)). Cependant, la définition de la texture en fonction des paramètres de neige n'est pas déterministe. Alors que de nombreuses études ont montré que la fonction de corrélation exponentielle semble appropriée pour décrire la texture de

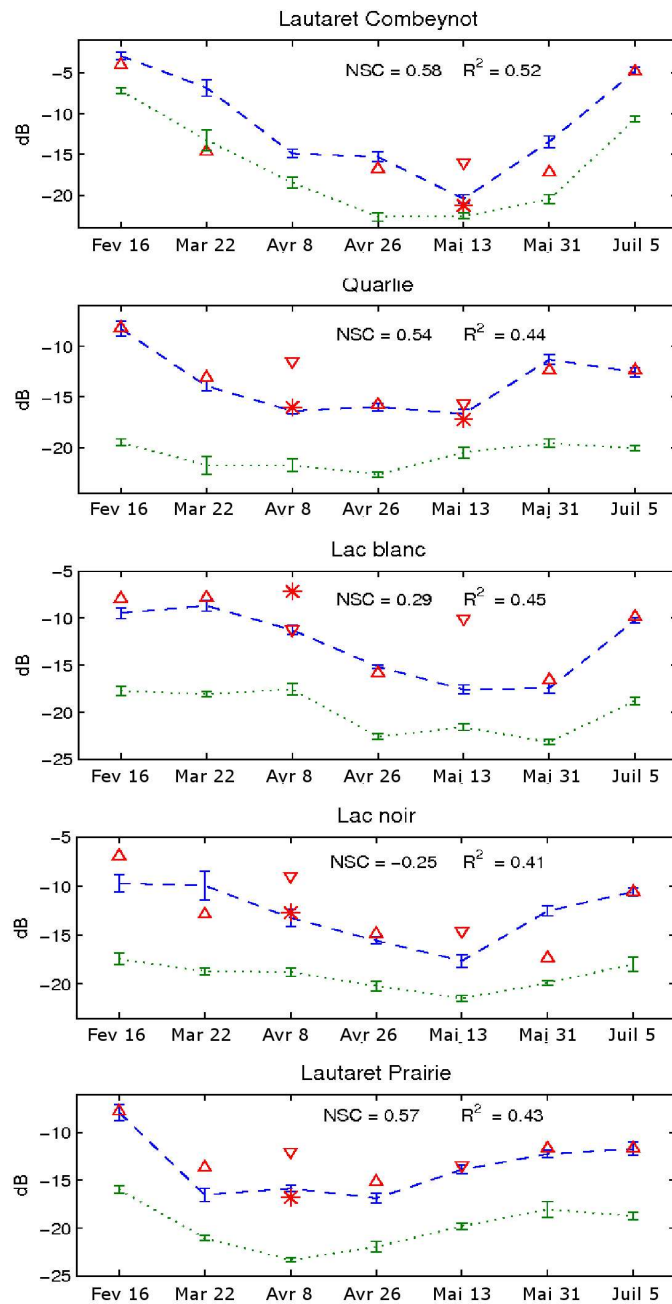


FIG. 3.22 – Evolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion EM pour 5 sites : ASAR σ_{vv}^0 (— avec \ddagger) et σ_{vh}^0 (· · · avec \ddagger), simulation $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les mesures de neige *in situ* (*), ou $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils stratigraphiques Crocus (Δ / ∇). Le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSC) et le coefficient de détermination (R^2) entre σ_{vv}^0 et $\sigma_{vv_{sim}}^0$ utilisant les profils Crocus sont calculés pour chaque site.

la neige, la longueur de corrélation reste un paramètre souvent utilisé pour optimiser la modélisation par rapport aux données mesurées [Wiesmann 00]. Dans l'ensemble de ce chapitre, la longueur de corrélation a été choisie selon la formulation de Stogryn (cf. Section 2.3.2.3). En considérant que la longueur de corrélation dépend de la fraction volumique des particules f_{part} et de leur taille r_{part} , la longueur de corrélation L peut être calculée selon :

$$\text{si } L = Ar_{part}(1 - Bf_{part}) \text{ alors} \quad (3.77)$$

$$L_{opt} = \arg \min_{A,B} \left(\sum_{Nbpoint} |\sigma_{vvASAR}^0 - \sigma_{vvsim}^0| \right)$$

avec σ_{vvASAR}^0 les acquisitions du capteur ASAR/ENVISAT. En utilisant les cinq sites étudiés précédemment avec les 8 acquisitions du capteur ASAR, l'optimisation sur la longueur de corrélation est réalisée avec les 40 profils Crocus spécifiques. La moyenne de l'erreur absolue entre les simulations et les données ASAR est représentée en fonction des variables A et B sur la figure 3.23 à gauche. Alors que la figure de droite présente la zone où la différence entre les simulations et les données est la plus faible, les valeurs obtenues avec les formules des longueurs de corrélation les plus couramment utilisées [Wiesmann 00] sont aussi indiquées dans le plan (A, B) .

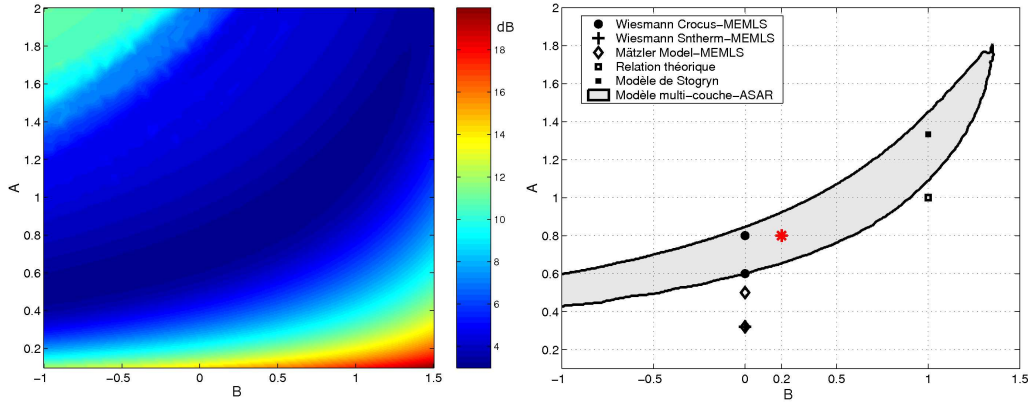


FIG. 3.23 – (Gauche) Evolution de la moyenne des erreurs absolues entre σ_{vvASAR}^0 et $\sigma_{vvsim}^0(A, B)$ pour l'optimisation de la longueur de corrélation L . (Droite) Zone de minimisation pour A et B .

En premier lieu, il s'avère que la zone de minimisation englobe la majorité des études déjà réalisées. Il s'avère donc que l'association du modèle EM multi-couches avec les profils Crocus permet de simuler efficacement la rétrodiffusion EM. Le modèle de Stogryn précédemment utilisé reste une bonne approximation. Toutefois, le couple optimal (A_{opt}, B_{opt}) indiqué par * sur la figure est égal à $(A_{opt} = 0.8, B_{opt} = 0.2)$. La comparaison entre la rétrodiffusion EM simulée issue de cette longueur de corrélation optimale $L_{opt} = 0.8r_{part}(1 - 0.2f_{part})$ et celle de Stogryn valant $L = 4/3r_{part}(1 - f_{part})$ est représentée sur la figure 3.24. Cette modélisation de la texture permet d'améliorer légèrement la simulation EM par rapport aux données SAR. Cependant, la variabilité spatiale des données ASAR sur 9 pixels indiquée par la figure 3.22 ne garantit pas l'exactitude de cette

optimisation. Les résultats obtenus avec le modèle Stogryn étant satisfaisants, ce modèle sera utilisé dans le chapitre suivant.

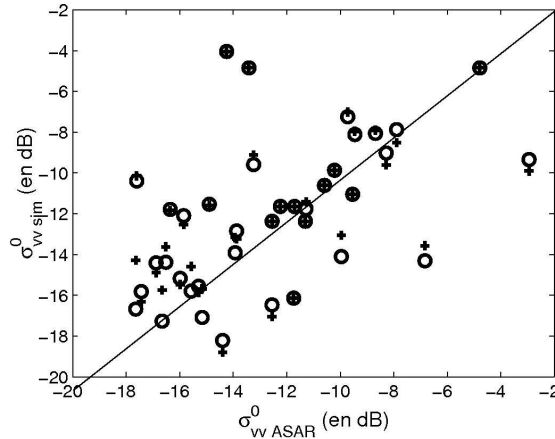


FIG. 3.24 – Corrélation entre les données ASAR σ_{vv}^0 et les simulations EM avec la longueur de corrélation de Stogryn (+) et celle optimisée (o).

Conclusion

En se basant sur le modèle mathématique des anneaux pendulaires, la partie 3.1 étudie les propriétés diélectriques d'une particule sous l'approximation de Rayleigh. Il est démontré que les incertitudes liées à la forme exacte des agglomérats de particules limitent l'utilisation d'une approche réaliste pour le régime pendulaire. C'est ainsi que ce chapitre traite de la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux composé de particules sphériques. La neige se présentant comme un milieu dense, les théories de la SFT et de la DMRT sont détaillées. Un modèle mono-couche basé sur le transfert radiatif à l'ordre un et la SFT est implémenté. A l'aide de son modèle adjoint, une étude de sensibilité est réalisée afin de connaître l'importance de chacun des paramètres d'entrée du modèle. Il est montré notamment que la qualité de l'estimation sur la rugosité du milieu sous-jacent est importante dans le cas d'une neige sèche en bande L et C. Dans le cas de la neige humide, la texture de la neige modélisée par le biais d'une fonction de corrélation radiale et d'une longueur de corrélation influence directement la rétrodiffusion EM en bande C. Il est ainsi démontré que les couches composant le manteau neigeux peuvent posséder des propriétés diélectriques bien différentes. Cet aspect implique la nécessité de développer un modèle EM permettant de considérer la structure verticale du manteau neigeux.

Au vu des éléments précédents, un modèle EM multi-couches adapté à la bande C est implémenté. Ce modèle est validé à l'aide de profils stratigraphiques mesurés *in situ* et estimés par le modèle météorologique Crocus lors de la fonte printanière 2004. Pour cela, des données co-polaires VV acquises par le capteur ASAR/ENVISAT sont aussi utilisées. Finalement, une optimisation de la texture de la neige est réalisée par le biais d'une minimisation entre les données simulées et mesurées par le capteur ASAR. La longueur de corrélation optimale est tout à fait en accord avec les différentes études accomplies démontrant ainsi la stabilité du modèle implémenté.

Bibliographie

- [Abramowitz 70] M. Abramowitz and I.A. Stegun, “*Handbook of mathematical functions*”, Dover publications, INC., New York, ISBN 486-61272-4, 1970.
- [Born 80] M. Born and E. Wolf, “*Principles of optics, Section 2.3.3*”, Sixth Edition, Pergamon Press, Oxford, 1980.
- [Chuah 96] H.T. Chuah, S. Tjuatja, A.K. Fung and J.W. Bredow, “*A phase matrix for a dense discrete random medium : evaluation of volume scattering coefficient*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 34, no. 5, pp. 1137-1143, 1996.
- [Ding 94] K.H. Ding, L.M. Zurk and L. Tsang, “*Pair distribution functions and attenuation rates for sticky particles in dense media*”, J. Electro. Waves and Applic., vol. , no. 12, pp. 1585-1604, 1994.
- [Dobson 85] M.C. Dobson, F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen and M.A. El-Rayes, “*Microwave dielectric behavior of wet soil - Part II : Dielectric mixing models*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 23, no. 1, pp. 35-46, 1985.
- [Ewe 98] H.T. Ewe, H.T. Chuah and A.K. Fung, “*A backscatter model for a dense discrete medium : analysis and numerical results*”, Remote Sensing Environ., Elsevier, vol. 65, pp. 195-203, 1998.
- [Floricioiu 01] D. Floricioiu and H. Rott, “*Seasonal and short-term variability of multi-frequency, polarimetric Radar backscatter of Alpine terrain from SIR-C/X-SAR and AIRSAR data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 39, no. 12, pp. 2634-2648, 2001.
- [Fung 85] A.K. Fung, “*A study of backscattering and emission from closely packed inhomogeneous Media*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 23, no. 5, pp. 761-767, 1985.
- [Fung 92] A.K. Fung, Z. Li and K.S. Chen, “*Backscattering from a randomly rough dielectric surface*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, no. 3, pp. 356-369, 1992.
- [Hallikainen 85] M.T. Hallikainen, F.T. Ulaby, M.C. Dobson, M.A. El-Rayes and L-K. Wu, “*Microwave dielectric behavior of wet soil - Part I : Empirical models and experimental observations*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 23, no. 1, pp. 35-46, 1985.
- [Hallikainen 86] M.T. Hallikainen, F.T. Ulaby and M. Abdelrazik, “*Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range*”, IEEE Trans. Antennas and Propagation, vol. 34, no. 11, pp. 1329-1340, 1986.
- [Huining 99] W. Huining, J. Pulliainen and M. Hallikainen, “*Effective permittivity of dry snow in the 18 to 90GHz range*”, Progress In Electromagnetic Research, PIER 24, pp. 119-138, 1999.
- [Huining 00] W. Huining, J. Pulliainen and M. Hallikainen, “*Application of Strong Fluctuation Theory to microwave emission from dry snow*”, Progress In Electromagnetic Research, PIER 29, pp. 39-55, 2000.
- [Ishimaru 80] A. Ishimaru and R.L.T. Cheung, “*Multiple scattering effects on wave propagation due to rain*”, Annals of Telecommunication, vol. 35, pp. 373-379, 1980.

- [Ishimaru 82] A. Ishimaru and Y. Kuga, "Attenuation constant of coherent field in a dense distribution of particles", *Journal Optical Society of America*, vol. 72, pp. 1317-1320, 1982.
- [Jin 93] Y.Q. Jin, "Electromagnetic scattering modelling for quantitative remote sensing", World Scientific, ISBN 981-02-1648-3, 1993.
- [Kleinman 86] R.E. Kleinman and T.B.A Senior, "Rayleigh scattering, chapter 1 in Low and High frequency asymptotics", V.K. Varadan and V.V. Varadan, eds. Amsterdam : Elsevier, 1986.
- [Kuga 83] Y. Kuga, "Laser light propagation and scattering in a dense distribution of spherical particles", PhD dissertation, Univ. of Washington, Seattle, 1983.
- [Longépé 06] N. Longépé, S. Allain and E. Pottier, "Modèle hybride de diffusion électromagnétique du couvert neigeux - Electromagnetic backscattering hybrid model for snowpack", Conf erence MajecStic (Information and Communication Science and Technology Symposium for Young Researchers), 2006.
- [Longépé 07] N. Longépé, S. Allain and E. Pottier, "Snow wetness monitoring using Multi-temporal polarimetric ASAR data and multi-layer hybrid model", IEEE International Geoscience Remote Sensing Symposium, pp. 2644-2647, 2007.
- [Mätzler 87] C. Mätzler, "Application of the interaction of microwave with natural snow cover", *Remote Sensing Reviews*, no. 2, pp. 259-387, 1987
- [Martini 05] A. Martini, "Télédétection d'un couvert neigeux en milieux alpins à partir de données SAR polarimétriques multi-fréquentielles et multi-temporelles", Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, France, 2005.
- [Nash 70] J.E. Nash and J. V. Sutcliffe, "River flow forecasting through conceptual models part I : A discussion of principles", *Journal of Hydrology*, vol. 10, no. 3, pp. 282-290, 1970.
- [Ogilvy 92] J.A. Ogilvy, "Theory of wave scattering from random rough surfaces", Institute of Physics Publishing, Bristol and Philadelphia, 1992.
- [Senior 72] T.B.A Senior and D.J. Ahlgren, "The numerical solution of low frequency scattering problems", Scientific report no.12, The University of Michigan, 1972.
- [Shih 97] S.E. Shih, K.H. Ding, J.A. Kong, Y.E. Yang, R.E. Davis, J.P. Hardy and R. Jordan, "Modeling of millimetre wave backscatter of time varying snowcover", *Progress In Electromagnetic Research, PIER* 16, pp. 305-330, 1997.
- [Sihvola 92] A.H. Sihvola and I.V. Lindell, "Polarizability modeling of heterogeneous media", *Progress In Electromagnetics Research, PIER* 06, pp. 101-151, 1992.
- [Stogryn 84b] A. Stogryn, "The Bilocal Approximation for the effective dielectric constant of an isotropic random medium", *IEEE Antennas and propagation*, vol. 32, no. 5, pp. 517-520, 1984.
- [Stratton 41] J.A. Stratton, "Electromagnetic theory", McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 1941.
- [Strozzi 98] T. Strozzi and C. Mätzler, "Backscattering measurements of alpine snowcovers at 5.3 and 35 GHz", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 36, no. 3, pp. 838-848, 1998.

- [Tiuri 84] M.E. Tiuri, A. Sihvola, E.G. Nyfors and M.T. Hallikainen, “*The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies*”, IEEE Journal Oceanic Eng., vol. 9, pp. 377-382, 1984.
- [Topp 80] G.C. Topp, J.L. Davis and A.P. Annan, “*Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines*”, Water Resources Research, vol. 16.3, pp. 574-582, 1980.
- [Tsang 85] L. Tsang, J.A. Kong and K.H. Ding, “*Theory of microwave remote sensing*”, A Wiley-Interscience publication, New York, 1985.
- [Tsang 00] L. Tsang, J.A. Kong and R.T. Shin, “*Scattering of Electromagnetic waves*”, A Wiley-Interscience publication, New York, 2000.
- [Ulaby 86] F.T. Ulaby, R.K. Moore and A.K. Fung, “*Microwave remote sensing active and passive, Vol I, II, III*”, Debham, MA : Artech House, 1986.
- [Weininger 06] E. Weininger, A.W. England and R.D. De Roo, “*Electromagnetic characteristics of a pendular ring of water as found in a moist snow pack*”, Internal report, no. 088-0205, University of Michigan, Space Physics Research Laboratory, 2006.
- [Wen 90] B. Wen, L. Tsang, D.P. Winebrenner and A. Ishimaru, “*Dense medium radiative transfer Theory : Comparison with experiment and application to Microwave remote sensing and polarimetry*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 28, no. 1, pp. 46-59, 1990.
- [West 93] R. West, L. Tsang and D.P. Winebrenner D.P., “*Dense medium radiative transfer theory for two scattering layers with a rayleigh distribution of particule sizes*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 31, no. 2, pp. 426-437, 1993.
- [Wiesmann 99] A. Wiesmann and C. Mätzler, “*Microwave emission model of layered snowpacks*”, Remote sensing Environ., vol. 70, pp. 307-316, 1999.
- [Wiesmann 00] A. Wiesmann. C. Fierz and C. Mätzler, “*Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks*”, Annals of Glaciology, vol. 31, pp. 397-405, 2000.
- [Yaghjian 80] A.D. Yaghjian, “*Electric dyadic Green’s functions in the source region*”, Proceedings of the IEEE, vol. 68, no. 2, pp. 248-263, 1980.

Chapitre 4

Caractérisation du Couvert Neigeux Alpin en Bande C

Sommaire

4.1	Géo-référencement	106
4.1.1	Estimation de la position du capteur SAR	107
4.1.2	Projection dans le plan radar et optimisation	109
4.1.3	Validation de la méthodologie	110
4.2	Cartographie de la neige humide par les méthodes classiques	110
4.2.1	Cartographie de la neige humide à partir de données SAR	110
4.2.2	Comparaison avec l'estimation de Crocus	113
4.3	Simulation de la rétrodiffusion électromagnétique du couvert neigeux	115
4.3.1	Estimation des caractéristiques du milieu sous-jacent	115
4.3.2	Couplage du modèle EM multi-couches avec les profils Crocus	119
4.4	Réorganisation spatiale des profils Crocus	120
4.4.1	Détection des pixels/profils valides	121
4.4.2	Détermination du profil optimal	121
4.4.3	Pixels problématiques	123
4.4.4	Résultats	124
4.5	Estimation de la variabilité spatiale de la neige	126
4.5.1	Discussions préliminaires	126
4.5.2	Cartographie de la Teneur en Eau Liquide	127
	Conclusion	128
	Bibliographie	131

Dans le chapitre précédent, un modèle EM multi-couches a été développé pour le cas de la bande C. Un compromis a été trouvé entre les différentes théories EM actuelles et les différents paramètres du couvert neigeux. Le chapitre 4 est consacré à l'estimation des caractéristiques de la neige sur les milieux alpins par le biais de ce modèle EM.

Avant toute estimation du couvert neigeux, il est nécessaire de tenir compte des effets de distorsion liés aux topographies des zones alpines. Une méthode basée sur la projection d'un modèle Numérique de Terrain dans le plan radar est alors réalisée.

Le paragraphe 4.2 présente ensuite une comparaison entre les méthodes de cartographie de la neige humide avec les données SAR et les simulations du modèle météorologique Crocus. Les limitations et les avantages propres à chacune de ces méthodes sont mis en avant. La nécessité de combiner ces deux sources d'information devient alors primordiale.

Le paragraphe suivant introduit la combinaison entre les données Crocus et le modèle EM multi-couches à l'échelle du massif. Alors que les limitations liées à l'incertitude sur la rugosité et/ou l'état hydrique du sol sont présentées, la rétrodiffusion EM du couvert neigeux estimé par Crocus est simulée à l'échelle du massif puis comparée aux données ASAR.

Le dernier point présente une méthode de caractérisation du couvert neigeux basée sur la combinaison des données ASAR, du modèle EM multi-couches et des simulations Crocus. En se basant sur les propriétés statistiques de la rétrodiffusion EM induites par des profils Crocus considérés comme correctes, le couvert neigeux est réorganisé d'une manière adéquate [Longépé 09]. Des cartographies de la Teneur en Eau Liquide sont alors proposées.

4.1 Géo-référencement

Dans le but de représenter une image SAR dans le plan au sol (\hat{x}, \hat{y}) ou bien un Modèle Numérique de Terrain dans le plan radar (\hat{r}, \hat{x}) (cf. figure 1.1), les déformations géométriques introduites dans la section 1.2.2.2 doivent être prises en compte. Certains logiciels de traitements d'images proposent ce géo-référencement en se basant sur une minimisation de la distance entre des points de référence et une projection de ces mêmes points sur l'autre image. Sur des zones à forte topographie, ce processus engendre toutefois des problèmes de convergence au delà de la difficulté pour sélectionner un grand nombre de points de contrôle sur des zones parfois homogènes. Une méthode basée sur le principe même de l'acquisition SAR [Ferro-Famil 05] est présentée et améliorée dans le cadre de cette thèse. Le schéma général de cette procédure est résumé par la figure 4.1.

Les premières étapes consistent à convertir l'ensemble des données géographiques dans le même système géodésique. Pour ce faire, le système WGS84 (de l'anglais World Geodetic System 1984) est utilisé ainsi que sa projection habituellement associée dénommée UTM (de l'anglais Universal Transverse Mercator)⁽¹⁾. Les images optiques étant acquises par un capteur opérant par visée au nadir, ces images ne sont pas (ou peu) déformées par rapport à un MNT. A l'aide de points de contrôle sur l'image optique, une transformation affine 2D permet alors d'apparier cette image avec le MNT.

⁽¹⁾Cette projection permet de couvrir le monde entier par le biais de 60 fuseaux de 6 degrés d'amplitude en longitude.

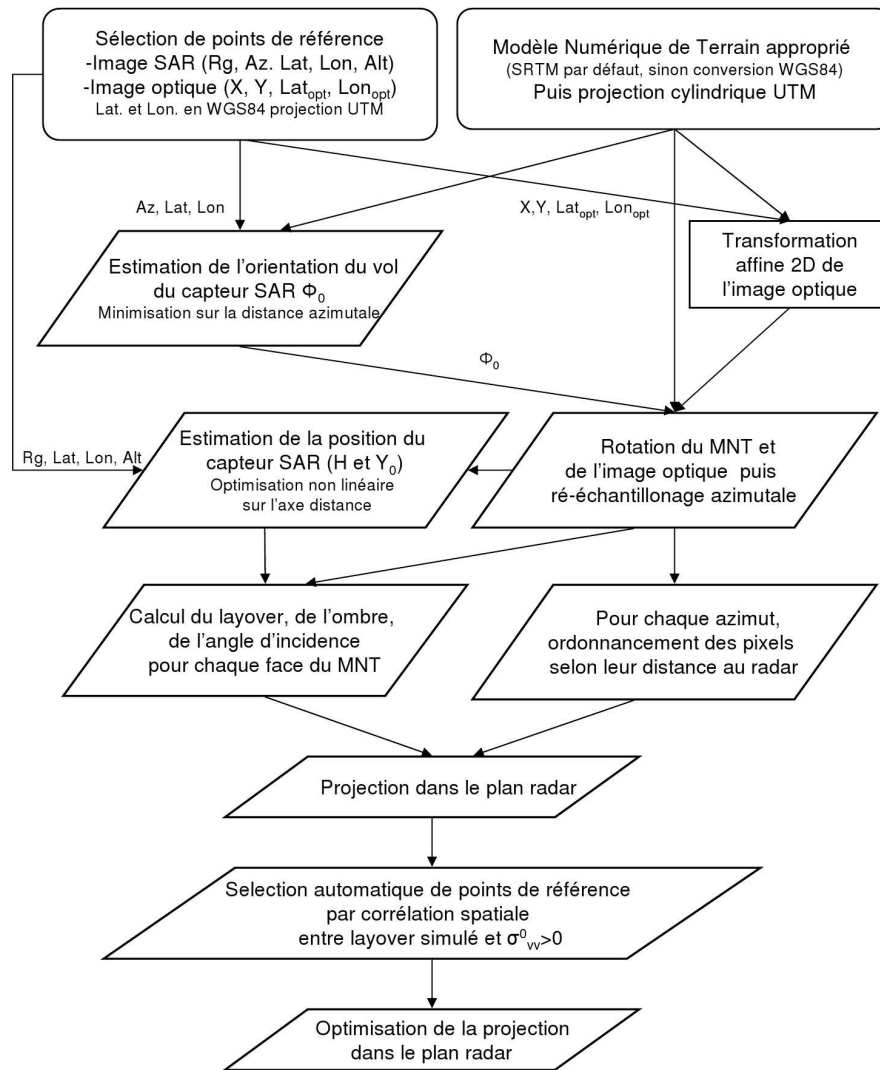


FIG. 4.1 – Procédure de géo-référencement d'un MNT et d'une image optique dans le plan radar.

4.1.1 Estimation de la position du capteur SAR

Dans un souci de simplification géométrique, cette méthodologie ne considère pas la rondeur de la Terre. En supposant ce modèle de terre plate, il est nécessaire de calculer la position équivalente du capteur qui engendre les mêmes déformations que celles réellement mesurées. Ce choix fait suite aux travaux de [Ferro-Famil 05] où la position du capteur utilisé, SIR-C, n'était pas disponible. La direction du vol est alors estimée par le biais de points de contrôle au sol.

La position azimutale de ces points de référence sur l'image SAR étant indépendante de leur altitude, l'orientation du MNT par rapport à la direction de vol du capteur SAR

peut être estimée si les coordonnées géographiques (latitude et longitude) de ces points sont connues. En s'appuyant sur le schéma de la figure 4.2, l'orientation du vol par rapport au MNT est estimée en trouvant la solution de :

$$\phi_0 = \arg \min_{\phi} \sum_{i=3}^{NbGCP} \left| \frac{d_{1i}}{d_{12}} - \frac{D'_{1i}(\phi)}{D'_{12}(\phi)} \right| \quad (4.1)$$

où d_{1i} est la distance azimutale entre le point 1 et le point i sur l'image SAR, et $D'_{1i}(\phi)$ est la projection sur l'axe azimut de la distance entre ces deux mêmes points dans le cas d'une rotation d'angle ϕ . Cette distance est calculée à l'aide des informations de latitude et longitude du MNT. Une fois cet angle d'orientation estimé, une opération de rotation du MNT et de l'image optique est réalisée, puis le MNT est ré-échantillonné pour l'axe azimut.

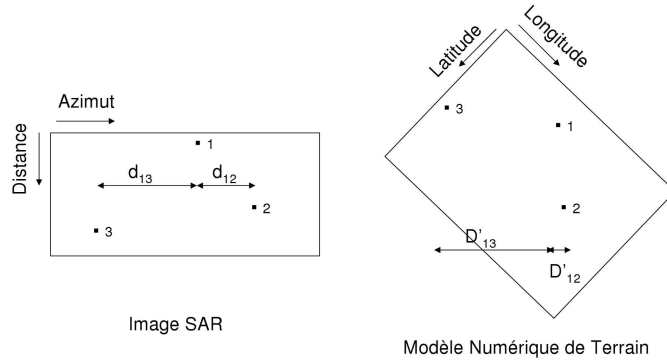


FIG. 4.2 – Estimation de la direction de vol avec 3 points de référence.

La seconde étape consiste alors à estimer la hauteur équivalente du capteur H ainsi que la distance entre l'image SAR et le nadir Y_0 . Pour ce faire, la distance entre le capteur SAR et chaque point de contrôle peut se calculer de deux manières et mène alors à la minimisation suivante :

$$(H, Y_0) = \arg \min_{H, Y_0} \sum_{i=1}^{NbGCP} \left| (Rg_i \cdot RgRes + NSR) - \sqrt{(H - Alt_i)^2 + (Y_0 + dr_{0i})^2} \right| \quad (4.2)$$

où Y_0 est plus exactement la distance au sol entre le nadir et un point de référence de l'image, dr_{0i} la distance au sol entre ce point de référence et le point GCP i . Rg_i , $RgRes$ et NSR sont respectivement le numéro du pixel i , la taille du pixel et la distance sur l'axe "distance" entre le point le plus proche de l'image et le satellite (en anglais "Near Slant Range"). Il est important de noter que les paramètres H et Y_0 définissent le repère SAR équivalent utilisé lors de la formation de l'image. Ces paramètres sont estimés en considérant une terre plate pour la zone imagée et peuvent alors différer des caractéristiques exactes de vol selon un ordre de grandeur de quelques kilomètres.

Une fois les caractéristiques de vol du capteur SAR déterminées, l'angle d'incidence, les zones de layover ou d'ombrage et les pentes en azimut/distance peuvent être estimés à partir du MNT selon l'approche présentée dans [Lee 00].

4.1.2 Projection dans le plan radar et optimisation

Afin de projeter l'ensemble des estimations précédentes (layover, angle d'incidence...) dans le plan radar, la distance entre chaque facette du MNT et le satellite est calculée en fonction de la hauteur H et la distance au sol Y_0 puis triée par ordre croissant pour chaque azimut. En estimant la distance des pixels de l'image SAR selon $Rg \cdot RgRes + NSR$, l'ensemble des pixels se voit "attribuer" par interpolation une facette du MNT. Toutefois, même si la position équivalente du capteur (H, Y_0) permet de compenser certaines déformations liées à la rotondité de la terre, certaines imprécisions apparaissent dans le cas du traitement d'une image SAR relativement large ($> 10(\text{az}) \times 5(\text{rg}) \text{ km}$). Ces phénomènes sont visibles si l'on observe le layover simulé avec le MNT et celui mesuré sur la figure 4.3 (panel du haut). Les layovers sont décalés du fait de la rotondité de la Terre. Sur les bords de l'image, le décalage selon l'axe distance est proche de 100 pixels soit environ 1 km. Les points de référence ayant été choisis spatialement d'une manière régulière sur l'image SAR, ces effets de non-linéarités sont globalement plus importants sur les bords des images. En effet, les interpolations réalisées par les équations (4.1) et (4.2) permettent de simuler la projection dans le plan radar d'une manière adéquate au milieu de l'acquisition au détriment des zones en début ou fin d'acquisition. Toutefois, ces décalages (maximum 1 km) sont négligeables pour l'estimation des angles d'incidence dans le cas d'un radar satellitaire (pour ALOS, $H_{theo} \approx 691\text{km}$ et $Y_0 > H_{theo} * \tan 22.8 \approx 290\text{km}$).

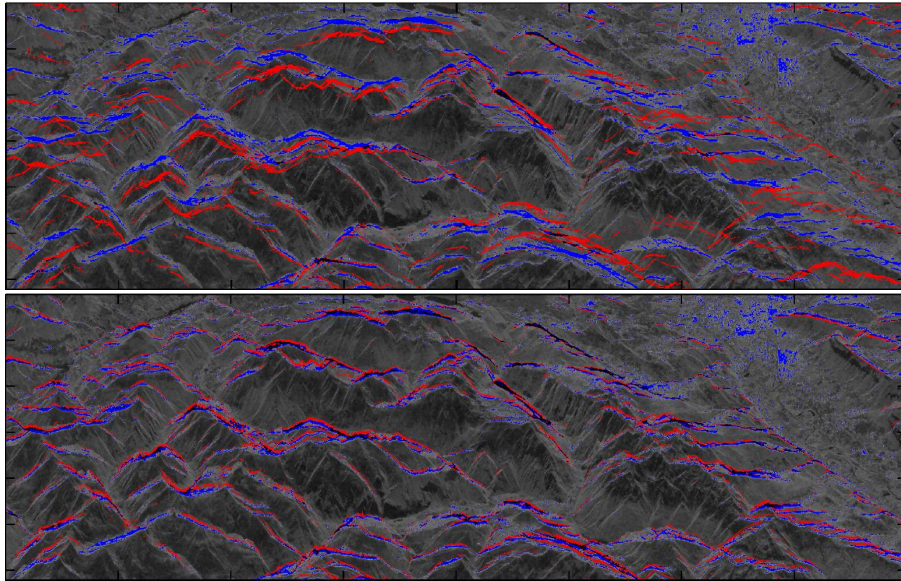


FIG. 4.3 – Layover simulé avec le MNT (en rouge) et mesuré par le capteur SAR ($\sigma_{vv}^0 > 0\text{dB}$) (en bleu) dans le cas d'une image acquise par PALSAR/ALOS sur les massifs de la Belledune et de l'Oisans (France) : sans optimisation (Haut) et avec optimisation (Bas). Chaque graduation horizontale en azimut (verticale en range) correspond à 500 (200) pixels soit environ 8.9 (1.9) km.

Il est par contre nécessaire d'affiner cette projection. De nouveaux points de référence sont choisis d'une manière automatique et régulière sur l'image de layover issue des données SAR, puis chaque point de référence est retrouvé sur l'image projetée simulée par corrélation spatiale. Ces couples de points de référence permettent de compenser ces non-linéarités par une transformation 2D issue du traitement d'image. Le layover optimisé est représenté sur le panel du bas de la figure 4.3.

4.1.3 Validation de la méthodologie

Afin de valider cette approche, les résultats sont comparés avec ceux générés par SigmaSAR [Shimada 99], le processeur développé et utilisé par JAXA pour la génération des produits commerciaux issus de PALSAR ou PiSAR. Dans cet environnement où la topographie est importante, l'angle d'incidence influence majoritairement la rétrodiffusion EM. Le modèle de surface Lambertien est utilisé afin de simuler la réflectivité de l'image SAR à partir des angles d'incidence locaux θ :

$$\sigma = \frac{\cos^2 \theta}{\sqrt{1 - \cos^2 \theta}} \quad (4.3)$$

La comparaison entre la réflectivité simulée, celle de SigmaSAR et les données PALSAR est réalisée sur la figure 4.4. Que ce soit à l'échelle du massif ou à l'échelle locale, la méthodologie proposée permet d'estimer correctement l'ensemble des mécanismes liés à la visée latérale des capteurs SAR. Toutefois, cette simulation SAR utilise une hypothèse de terre plate et doit compenser cette hypothèse par la prise en compte d'un capteur équivalent dont les caractéristiques (H, Y_0) sont légèrement différentes des paramètres réels. Enfin, une transformation spatiale 2D est utilisée afin de corrélérer spatialement les images simulées et mesurées. C'est pourquoi cette méthode ne peut être raisonnablement utilisée pour des techniques d'interférométrie SAR où la connaissance de la distance exacte entre les diffuseurs et le capteur est nécessaire avec une très grande précision. Cependant, cette méthode est utilisée d'une manière satisfaisante pour l'ensemble des cartographies de cette étude.

4.2 Cartographie de la neige humide par les méthodes classiques

Dans cette section, une comparaison entre les méthodes classiques SAR de cartographie de la neige humide et le modèle météorologique Crocus est réalisée. La zone étudiée se situe dans les Alpes françaises et correspond aux massifs des "Grandes Rousses" et de "La Meije". On rappelle que le radar ASAR à bord du satellite ENVISAT a acquis 5 séries de données dans le même mode d'acquisition ascendante en polarisation co-polaire VV et croisée VH le 16 février, 22 mars, 26 avril, 31 mai et 5 juillet 2004. Cette zone est représentée sur la figure 4.5. Les sites expérimentaux présentés dans la section 3.4.3 sont indiqués avec "Lac Blanc" LB, "Quarlie" Q, "Lac Noir" LN, "Lautaret Combeynot" LC et "Lautaret Prairie".

4.2.1 Cartographie de la neige humide à partir de données SAR

La méthode de Nagler est prise comme référence pour la cartographie de la neige humide [Nagler 00]. Cette méthode est basée sur le fait que le coefficient d'extinction de la neige

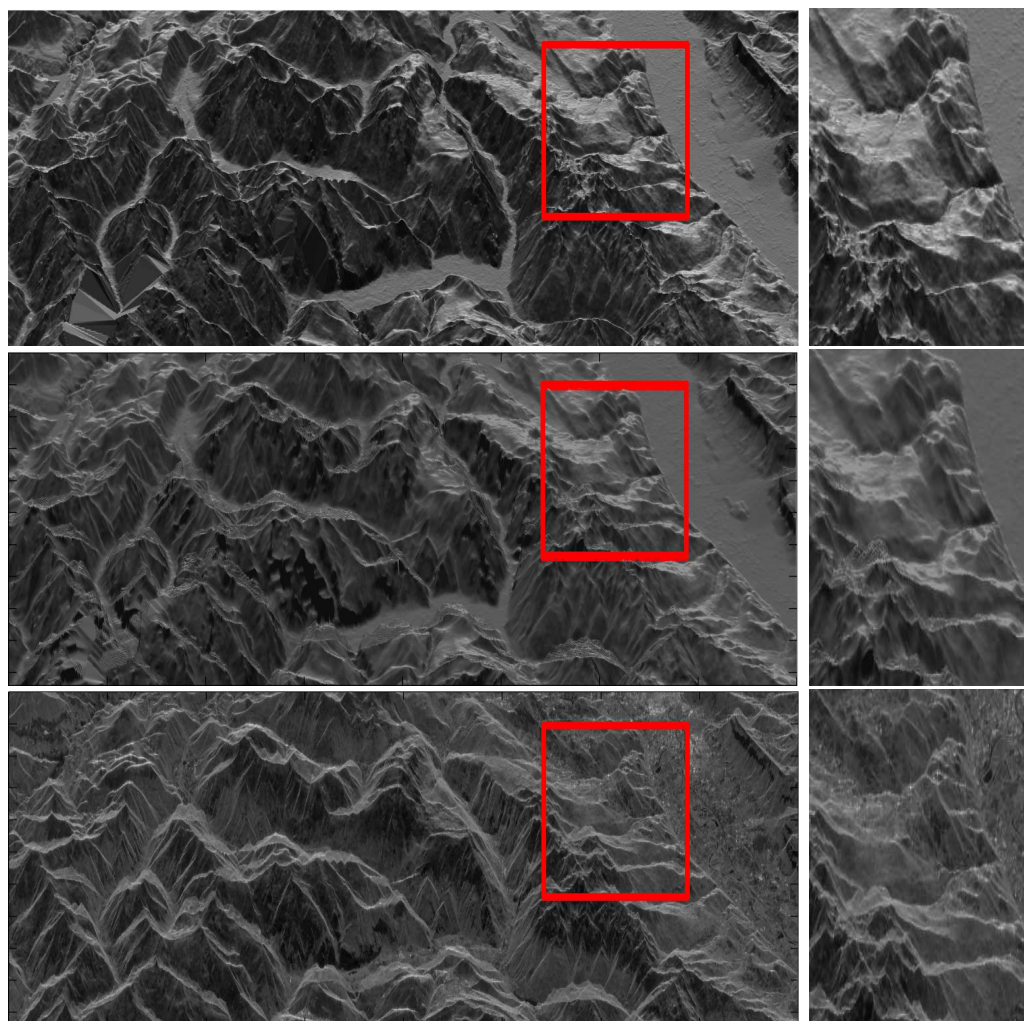


FIG. 4.4 – Comparaison entre la réflectivité calculée par SigmaSAR@JAXA (Haut), par notre approche (Milieu) et mesurée par PALSAR/ALOS (Bas) sur les massifs de la Belle-done et de l'Oisans (France)

humide est élevé en bande C : le coefficient de rétrodiffusion est par conséquent plus faible par rapport à une surface nue ou recouverte de neige sèche. Un rapport entre une image acquise en hiver σ_{hiver}^0 et une autre de référence σ_{ref}^0 (sans neige ou avec neige sèche) inférieur à $-3dB$ révèle les zones avec un couvert neigeux humide. Cet algorithme est appliqué sur les 4 premières images des passes ascendantes (16 février, 22 mars, 26 avril et 31 mai) en utilisant l'image du 5 juillet comme image de référence. Afin d'améliorer les performances de cette méthode, il est nécessaire de tenir compte de l'influence de la végétation [Koskinen 97]. Différents masques sont alors utilisés selon le milieu sous-jacent (forêt, sol agricole ...) : le seuil décisionnel de $-3dB$ est ajusté en s'appuyant sur une image optique. Une adaptation de la méthode de Nagler consiste à remplacer le seuil de décision binaire (neige humide ou non) par une décision dite "flou" en utilisant une fonction

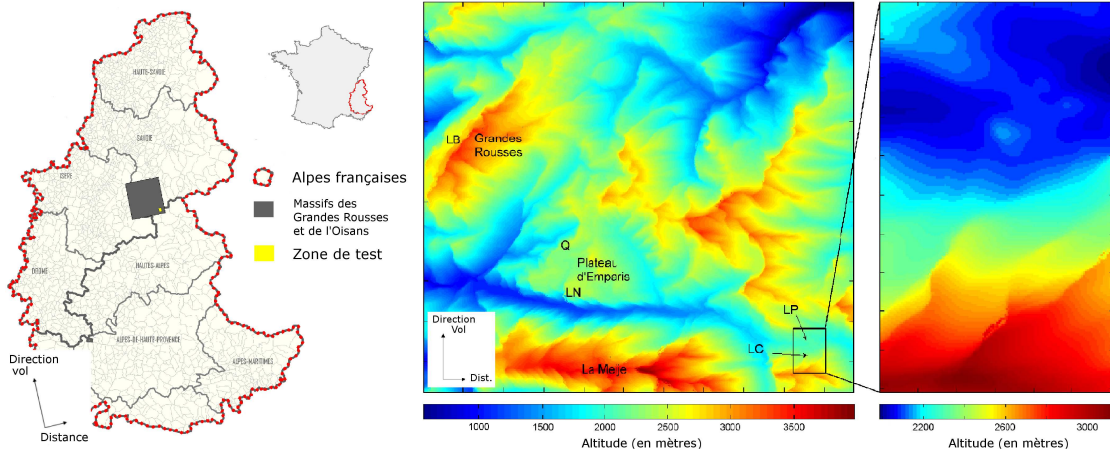


FIG. 4.5 – (Gauche) Massifs des Grandes Rousses et de l’Oisans dans les Alpes françaises. (Centre) Projection du MNT dans le plan radar du capteur ASAR ascendant. (Droite) Projection du MNT pour la zone de test.

d’activation⁽²⁾ non-linéaire [Malnes 02]. Cette méthode permet de prendre en compte les incertitudes liées au milieu sous-jacent, mais aussi celles liées à l’hétérogénéité de la neige au sein même d’un pixel. Dans cette étude, la fonction sigmoïde F_a est utilisée et définie par :

$$F_a \left(\frac{\sigma_{hiver}^0}{\sigma_{ref}^0} \right) = \left(1 + \exp \left(s \cdot \left(\frac{\sigma_{hiver}^0}{\sigma_{ref}^0} + 3 \right) \right) \right)^{-1} \quad (4.4)$$

où s est un coefficient décrivant la “dureté” de la décision. Si s est élevé, la fonction de décision tend vers une décision binaire. Dans le cas contraire, la décision est plus douce. La valeur de F_a varie entre 0 et 1, et cette fonction peut être considérée comme un estimateur de la probabilité de neige humide. A partir de ces considérations, le coefficient s doit être globalement inversement proportionnel à l’incertitude sur le seuil de $-3dB$ défini par [Nagler 00]. Afin de calculer cette incertitude, la fonction de distribution cumulative entre les 4 images acquises pendant la fin de l’hiver 2004 et l’image de référence est illustrée sur la figure 4.6 et la dérivée de chaque fonction de distribution à $-3dB$ est indiquée. Il apparaît alors que la sensibilité du seuil de décision à $-3dB$ est plus élevée pour les mois de mars et avril.

Dans le but de rendre cette procédure automatique, le facteur s est alors calculé en fonction de cette distribution normalisée suivant l’inverse de la racine carré du gradient à $-3dB$. La figure 4.7 montre les fonctions d’activation pour ces 4 dates. Pour les données acquises en février et mai, la fonction se rapproche donc d’une décision binaire du fait que l’incertitude concernant le seuil à $-3dB$ soit plus faible.

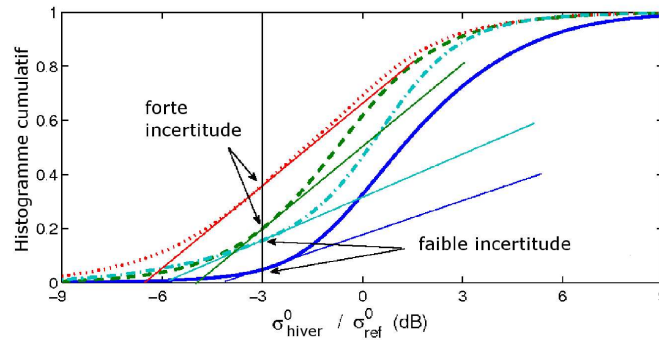


FIG. 4.6 – Histogramme cumulatif du rapport entre l'image d'hiver σ_{hiver}^0 et l'image de référence acquise en juillet σ_{ref}^0 pour le 16 février (—), 22 mars (- -), 26 avril (• • •) et le 31 mai 2004 (- · -). Les droites représentent les pentes à $-3dB$.

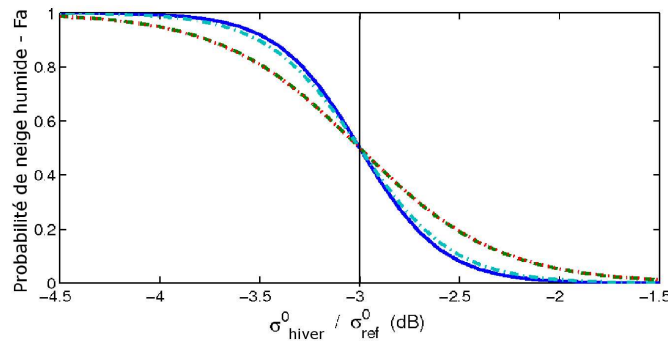


FIG. 4.7 – Fonction d'activation dépendant du gradient de l'histogramme à $-3dB$ pour le 16 février (—), 22 mars (- -), 26 avril (• • •) et le 31 mai 2004 (- · -).

4.2.2 Comparaison avec l'estimation de Crocus

La teneur en eau liquide (TEL) estimée par Crocus et la probabilité de neige humide estimée par cette méthode basée sur l'utilisation des images SAR sont représentées sur la figure 4.8 pour cette zone d'environ 650 km^2 . Les zones grises indiquent les zones où l'angle d'incidence est au-delà de $[17 - 78]^\circ$ [Nagler 00]. Les couleurs blanche et noire indiquent les zones où la probabilité de neige humide est, respectivement, inférieure à 1% et supérieure à 99%. Les probabilités intermédiaires sont représentées par une gamme de couleur allant du bleu au rouge.

La cartographie de la probabilité de neige humide au cours de la fonte printanière présente de grandes similitudes avec l'estimation de Crocus. Ces deux méthodes donnent une bonne estimation de la variabilité spatiale du couvert neigeux humide. Néanmoins, il est possible d'observer que la méthode SAR a tendance à sous-estimer le couvert neigeux

⁽²⁾ Les fonctions d'activation sont largement utilisées dans les réseaux de neurones artificiels

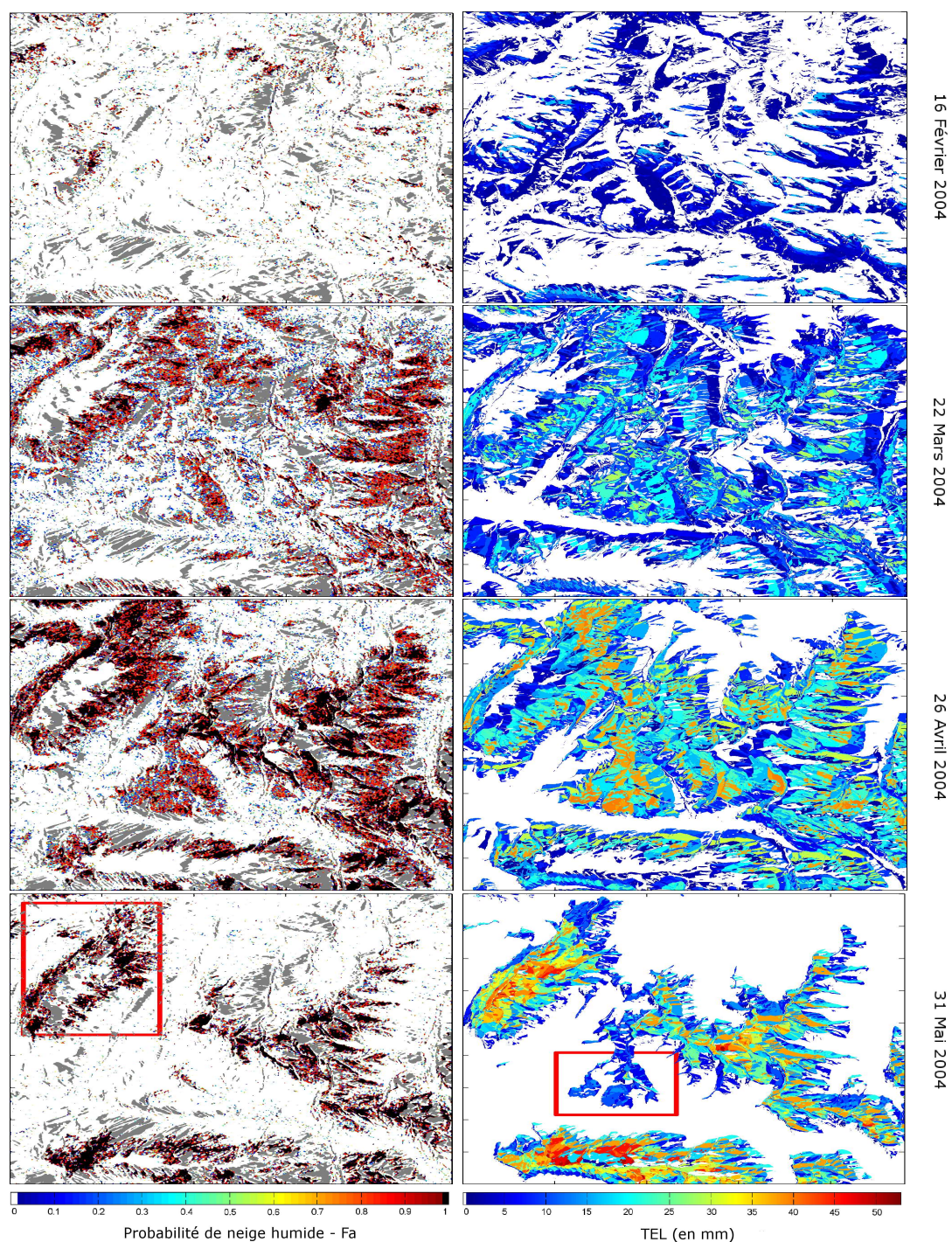


FIG. 4.8 – Probabilité de neige humide par le biais de la méthode basée sur les données SAR (Gauche) et TEL estimée par Crocus (Droite) pendant la fonte printanière 2004. Les encadrés rouge à gauche et à droite correspondent respectivement au glacier des Grandes Rousses et au plateau d'Emparis.

humide par rapport aux simulations Crocus. Du fait que la vérité terrain est absente à cette échelle, deux interprétations bien différentes peuvent être avancées :

- La première supposition consiste à considérer que Crocus surestime le couvert neigeux humide au début comme à la fin de la période de fonte. Les zones bleutées avec une $TEL < 15mm$ correspondraient alors à des zones sans neige où la fonte totale a précédé l'acquisition (voir encadré dans le panel du bas à droite correspondant au "Plateau d'Emparis"). Ceci peut être lié à la formulation simpliste de la TEL saturante dans le modèle Crocus. Enfin, les cycles gel/dégel en surface varient avec l'équilibre thermodynamique et pourraient être décalés temporellement avec la réalité.
- Une seconde interprétation pose la problématique sur la capacité de la méthode SAR à cartographier la neige humide du début jusqu'à la fin de la saison [Baghdadi 00]. Du fait des flux géothermiques du sol, seules les couches inférieures peuvent être humides. La rétrodiffusion EM peut être toutefois élevée avec la contribution volumique des couches sèches supérieures. Aussi, il peut être noté que la présence de glacier semblerait limiter la capacité de la méthode SAR (voir encadré dans le panel du bas à gauche correspondant au "Glacier des Grandes Rousses").

Quelque soit la solution à ce problème, il semble avantageux de mettre à profit le modèle EM de rétrodiffusion développé dans le chapitre précédent afin de lier les simulations Crocus et les données SAR.

4.3 Simulation de la rétrodiffusion électromagnétique du couvert neigeux

Afin de simuler la rétrodiffusion EM d'un massif lors des périodes d'enneigement, il est nécessaire de définir un certain nombre de paramètres bio- géophysiques du milieu naturel.

4.3.1 Estimation des caractéristiques du milieu sous-jacent

Les méthodes qui suivent ne peuvent être appliquées que sur des zones où les effets de la végétation sont négligeables sur la rétrodiffusion EM. En effet, l'influence de la végétation sur la réponse EM fait encore l'objet de nombreuses études dont les résultats restent majoritairement qualitatifs [Dabrowska 06]. Afin d'estimer les caractéristiques des sols nus telles que la rugosité et l'humidité, le modèle X-Bragg [Hajsek 03] et le modèle multi-fréquentiel [Allain 03a] utilisent des paramètres polarimétriques basés sur la décomposition en valeurs et vecteurs propres (cf. Section 1.4.1.3). Le modèle de Oh [Oh 92] [Oh 04] est établi sur l'analyse de mesures expérimentales et utilisent les rapports de coefficients de rétrodiffusion avec les canaux co-polaires σ_{vv}^0 , σ_{hh}^0 et le terme en polarisation croisée σ_{vh}^0 . Cette méthode a un potentiel de caractérisation inférieur du fait de la plus faible dimensionalité des données en entrée. Toutefois, il s'avère plus robuste car il est basé à la fois sur l'IEM et sur une grande quantité de données provenant de différents capteurs. Une dernière approche [Mattia 06] consiste à introduire de l'information *a priori* dans la procédure d'inversion d'un modèle EM de rétrodiffusion tel que l'IEM : on parle alors d'assimilation de données. Cette information étant difficilement disponible pour des zones montagneuses, l'approche développée par Oh est donc choisie dans cette étude.

4.3.1.1 Modèle simplifié de Oh

Ce modèle semi-empirique [Oh 92] [Oh 04] est basé sur l'observation de mesures expérimentales et le modèle IEM. Il s'intéresse aux rapports entre les différents coefficients de rétrodiffusion dont les expressions non-linéaires sont déterminées par une régression de jeux de données mesurées et simulées en fonction des paramètres de surface et du radar :

$$\sigma_{vh}^0 = 0.11M_v^{0.7}(\cos\theta)^{2.2} \left[1 - e^{-0.32(k\sigma_{sol})^{1.8}} \right] \quad (4.5)$$

$$p \equiv \frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 1 - \left(\frac{\theta}{90} \right)^{0.35M_v^{-0.65}} e^{-0.4(k\sigma_{sol})^{1.4}} \quad (4.6)$$

$$q \equiv \frac{\sigma_{vh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0.1 \left(\frac{\sigma_{sol}}{L_{sol}} + \sin 1.3\theta \right)^{1.2} \left[1 - e^{-0.9(k\sigma_{sol})^{0.8}} \right] \quad (4.7)$$

Les variations de ce modèle EM sont illustrées sur la figure 4.9 en fonction des paramètres décrivant la rugosité (σ_{sol}, L_{sol}) et l'humidité (M_v).

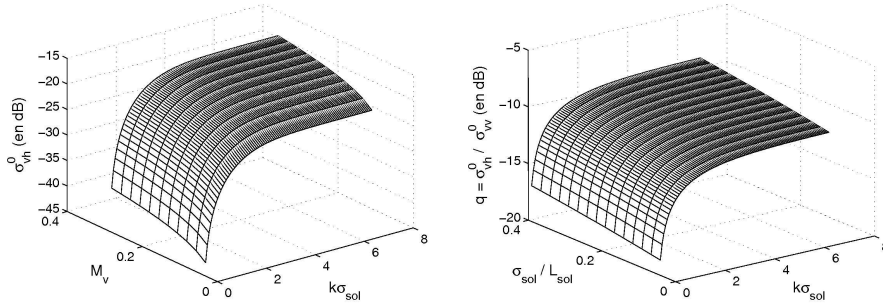


FIG. 4.9 – Variation de σ_{vh} et du rapport q en fonction des paramètres du sol pour $\theta = 40^\circ$.

Dans le cas du capteur ASAR, seules les données σ_{vh}^0 et σ_{vv}^0 sont simultanément disponibles : il n'est alors pas possible de trouver une solution à ce système d'équations à trois inconnues ($\sigma_{sol}, L_{sol}, M_v$). Du fait de la relative insensibilité de q au rapport $\frac{\sigma_{sol}}{L_{sol}}$ et de la difficulté pour mesurer la longueur de corrélation, une expression interpolée est donnée pour q [Oh 04] :

$$q \equiv \frac{\sigma_{vh}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0.095 (0.13 + \sin 1.5\theta)^{1.4} \left[1 - e^{-1.3(k\sigma_{sol})^{0.9}} \right] \quad (4.8)$$

Cette méthode est valide sur des conditions de rugosité et d'humidité assez larges : $0.04\% < M_v < 0.291\%$, $0.13 < k\sigma_{sol} < 6.98$, et $10^\circ < \theta < 70^\circ$. L'écart-type des hauteurs ainsi que l'humidité du sol sont donc estimés en résolvant successivement les équations (4.8) et (4.5). Cependant, lors de son application sur des données SAR réelles telles que les données ASAR/ENVISAT, les valeurs du rapport q peuvent être largement supérieures au seuil d'environ -10dB (fig. 4.9 à droite). Cela peut être lié au bruit et à la dynamique du système de mesure, au processus d'interpolation du modèle de Oh ou bien aux effets de la végétation qui ont tendance à favoriser l'augmentation des composantes en polarisation croisée.

4.3.1.2 Applications aux données ASAR/ENVISAT

Afin de vérifier ces effets, une zone d'environ 3 km² avec une topographie moyenne (de 1700 à 2300 mètres) et avec pas (ou peu) de végétation est sélectionnée aux alentours du sommet de la Quarlie ($\approx 45.09^\circ\text{N}, 6.18^\circ\text{E}$). Par le biais des angles d'incidence estimés, le rapport q est simulé pour un ensemble de rugosité et comparé avec les données mesurées par le capteur ASAR sur la figure 4.10.

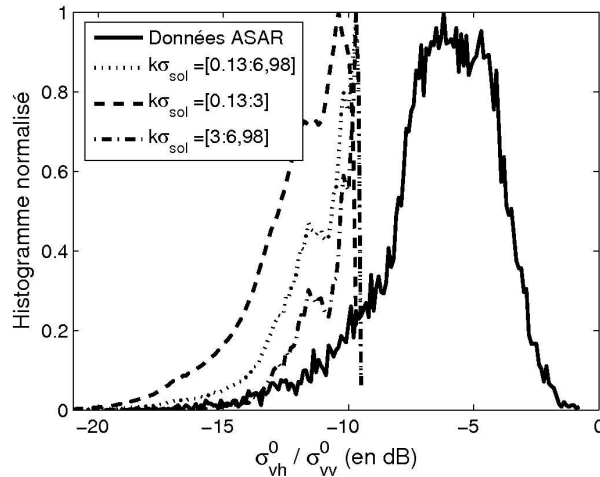


FIG. 4.10 – Histogramme normalisé du rapport q mesuré par le capteur ASAR ou simulé pour trois gammes de rugosité.

Quelque soit la gamme de rugosité, les formes des deux histogrammes sont bien différentes : les données q présentent une distribution plus ou moins symétrique centrée autour de -5.8 dB (valeur médiane -6.1 dB) alors que les simulations de q engendrent une distribution asymétrique dont le maximum atteint -9.6 dB. Les données acquises dans le canal en polarisation croisée VH doivent être modifiées afin d'obtenir une proportion non négligeable de pixels où la rugosité peut être estimée. Les zones montagneuses étant plus rugueuses que les champs agricoles utilisés dans l'approche de Oh, un décalage de -3.5 dB est empiriquement réalisé sur les données dans le canal en polarisation croisée VH. Par conséquent, les zones où la méthode de Oh est applicable ($q < -9.6\text{dB}$) correspondent à des zones avec peu ou pas de végétation. La longueur de corrélation L_{sol} est ensuite estimée par le biais d'une minimisation de l'erreur quadratique entre la simulation de la rétrodiffusion EM avec l'IEM et les données ASAR dans le canal VV. Seul ce canal en co-polarisation est utilisé ici du fait de l'incertitude liée au canal en polarisation croisée et de la nécessité de correctement estimer la rétrodiffusion σ_{vv}^0 dans les sections suivantes. A noter que les zones où l'angle d'incidence est supérieur à 55° sont omises du fait de la trop grande différence entre les données et les simulations avec l'IEM pour ces angles.

Afin de vérifier si la qualité de l'estimation du triplet ($L_{sol}, \epsilon_{sol}, \sigma_{sol}$) est importante pour la simulation de la rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux, la méthode suivante est proposée :

- la rétrodiffusion du sol nu est simulée pour une large gamme de rugosité et d'humidité $k\sigma_{sol} = [0.13; 5], kL_{sol} = k\sigma_{sol} \cdot [1; 10], M_v = [0.04; 0.29]$, ce qui permet de tester 50^3 conditions différentes.
- l'ensemble des valeurs de rugosité et d'humidité engendrant une rétrodiffusion du sol nu égale à $\sigma_{vvsolnu}^0 \pm 0.01\text{dB}$ est sélectionné.
- la rétrodiffusion EM d'un manteau neigeux mono-couche $\sigma_{vvneige}^0$ est simulée en fonction de ces rugosités/humidités sélectionnées pour un angle d'incidence fixé à 40° . Dans le cas d'un manteau neigeux humide en bande C, l'impact des propriétés du sol est totalement négligeable : les simulations de cette partie considèrent donc un manteau neigeux totalement sec.

La variation des simulations $\sigma_{vvneige}^0$ est représentée en fonction de $\sigma_{vvsolnu}^0$ sur la figure 4.11. Les barres verticales représentent l'écart-type des simulations $\sigma_{vvneige}^0$ avec l'ensemble des rugosités/humidités provoquant la rétrodiffusion du sol nu $\sigma_{vvsolnu}^0$ indiquée en abscisse.

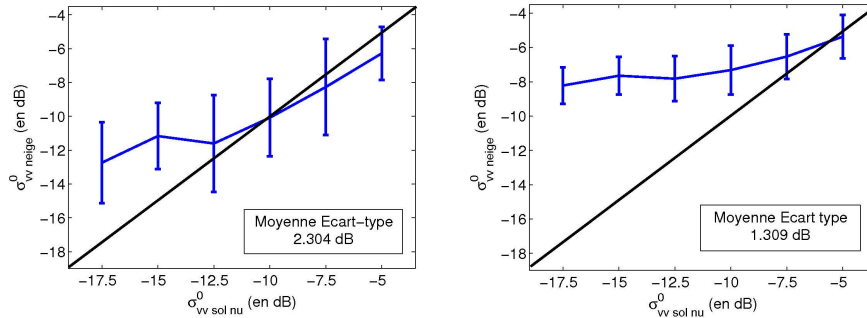


FIG. 4.11 – Rétrodiffusion EM d'un couvert neigeux sec et sa variabilité induite par les différents triplets $(L_{sol}, \epsilon_{sol}, \sigma_{sol})$: avec $d = 1\text{m}$, $r_{glace} = 0.25\text{mm}$ et $\rho_{neige} = 0.3$ (Gauche), $d = 1\text{m}$, $r_{glace} = 0.75\text{mm}$ et $\rho_{neige} = 0.4$ (Droite).

Conformément à la partie 3.3.2, l'augmentation de la taille des particules induit une augmentation de la rétrodiffusion de volume et du coefficient d'extinction. C'est ainsi que les rétrodiffusions du manteau neigeux $\sigma_{vvneige}$ et du sol nu sans neige $\sigma_{vvsolnu}$ sont largement différentes dans le cas de droite. En utilisant l'ensemble des triplets de rugosité/humidité $(L_{sol}, \epsilon_{sol}, \sigma_{sol})$ induisant une rétrodiffusion $\sigma_{vvsolnu}$ constante, l'incertitude sur $\sigma_{vvneige}$ est plus faible dans le cas de droite sur la figure 4.11. Alors que les fluctuations sont proches de 2.3dB pour la figure de gauche, elles diminuent dans le second cas tout en restant importantes. L'incertitude sur les caractéristiques du sol est donc une forte limitation à la simulation de la rétrodiffusion EM du manteau neigeux.

Des informations *a priori* sur le milieu sous-jacent s'avèrent donc nécessaires dans le cas d'un couvert neigeux totalement sec. Une telle information sur le sol permet en effet d'induire une forte diminution sur les fluctuations de $\sigma_{vvneige}$. Par exemple, si l'intervalle sur l'humidité est restreint entre 0.04 et 0.165, la moyenne des écarts-type de la rétrodiffusion est égale à 0.81 dB. Si l'on combine cet aspect avec une restriction sur la longueur de corrélation suivant $kL_{sol} = k\sigma_{sol} \cdot [1; 4.5]$, les variations de la rétrodiffusion EM diminuent encore et sont égales à 0.74 dB. Au delà de l'impossibilité de réaliser une méthode d'assimilation de données [Mattia 06] nécessitant une estimation *a priori* relativement fine, une

première estimation élémentaire sur le milieu sous-jacent permet de réduire la sensibilité sur la rétrodiffusion EM du couvert neigeux sec.

4.3.2 Couplage du modèle EM multi-couches avec les profils Crocus

A l'aide de l'angle d'incidence calculé (cf. Section 4.1), des paramètres de sol estimés (cf. Section 4.3.1) et des profils de neige estimés par Crocus, il est possible de simuler la rétrodiffusion EM du manteaux neigeux alpin à l'échelle du massif. Le modèle EM étant défini et adapté au cas d'un sol nu (ou recouvert d'une très faible végétation en bande C), une zone de test répondant à ces critères doit être retenue et est représentée sur la figure 4.5 à droite. Elle correspond au col du Lautaret situé à 2058 mètres. Cette zone de 7km² (3.5x2 km) est recouverte de gros graviers (54 %), de pentes herbeuses (33 %), de buissons éparses (7 %), de terre (5 %) et de bâtiments, routes, etc. (1 %). Les résultats pour cette zone de test sont illustrés sur la figure 4.15 de la page 125.

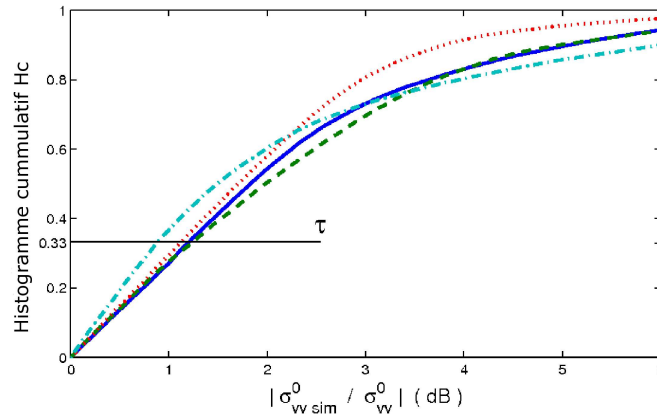


FIG. 4.12 – Histogramme cumulé du rapport absolu entre le coefficient de rétrodiffusion simulé $\sigma_{vv_{sim}}^0$ utilisant les profils Crocus et celui mesuré par ASAR σ_{vv}^0 pour la zone de test pour le 16 février (—), 22 mars (- -), 26 avril (• • •) et le 31 mai 2004 (- · - ·). La signification de τ est discutée dans la section suivante.

Il apparaît que le modèle EM multi-couche couplé aux profils Crocus permet de donner une première estimation de la rétrodiffusion EM à l'échelle du massif lors de la période de fonte. Sur cette zone, environ 70 % des pixels simulés diffèrent des données mesurées de moins de 3 dB quelque soit la date d'acquisition (cf. Figure 4.12). Cependant, les simulations EM avec les profils Crocus en entrée peuvent dévier d'une manière conséquente pour environ 30 % des pixels. En effet, la segmentation spatiale de Crocus à l'échelle du massif induit un manque de précision spatiale pour le manteau neigeux par rapport aux données SAR.

4.4 Réorganisation spatiale des profils Crocus

Afin de résoudre les problèmes liés à la faible segmentation de Crocus par rapport aux systèmes SAR, une interpolation des profils Crocus en fonction de l'altitude, de l'exposition ou de la pente pourrait être envisagée. Cependant, elle impliquerait de nombreuses erreurs du fait de phénomènes non-linéaires liés au vent (érosion, accumulation ...). Une nouvelle méthode basée sur le modèle EM multi-couche, les données ASAR en polarisation double et les simulations Crocus est alors proposée dans cette section. L'idée générale est de réorganiser spatialement les profils stratigraphiques Crocus par le biais d'une minimisation de la différence entre les données EM simulées et mesurées [Longépé 09]. Cette méthodologie est réalisée pour chaque pixel où l'angle d'incidence est inférieur à 55° . Cet angle correspond à la limite de validité de l'IEM, et par conséquent du modèle EM multi-couches. La procédure est divisée en trois sous-ensembles décrits dans les sections suivantes et son organigramme est donné par la figure 4.13.

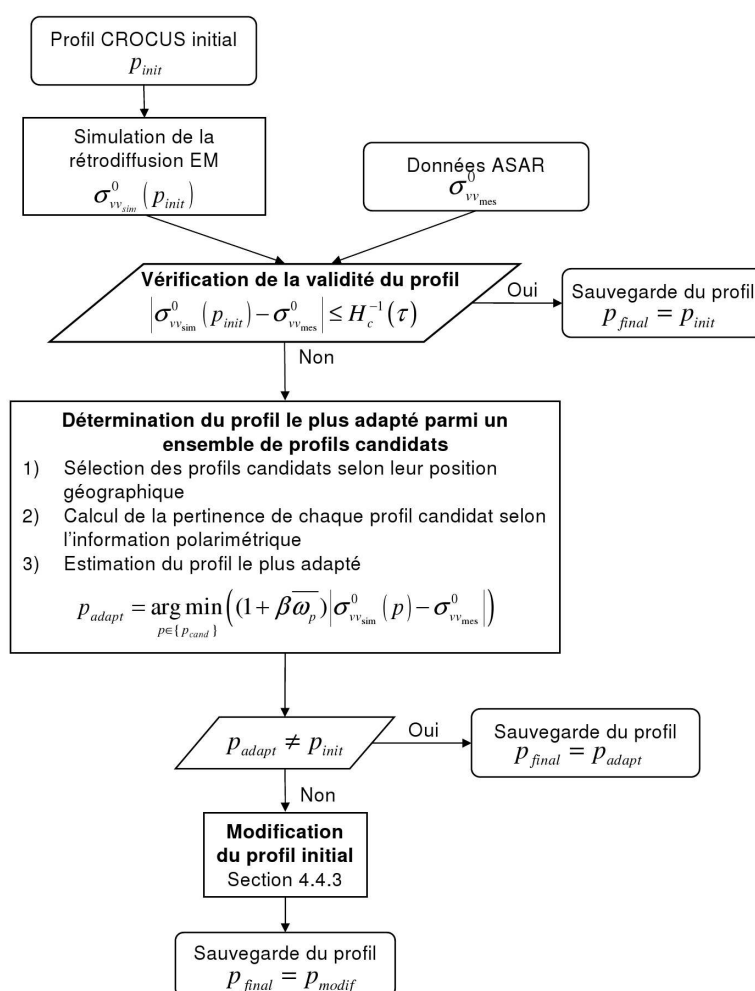


FIG. 4.13 – Organigramme de la méthodologie proposée.

4.4.1 Détection des pixels/profils valides

L'étape initiale de cette méthode consiste à sélectionner certains profils stratigraphiques selon leur capacité à simuler la rétrodiffusion EM. Une proportion de pixels sur l'image SAR est donc initialement sauvegardée afin de servir comme référence pour les étapes suivantes. Le choix de cette quantité d'information *a priori* reste arbitraire et doit se trouver entre deux extrêmes :

- Si le nombre de pixels/profils initialement valides est trop faible, la fiabilité de l'information de référence restera discutable. Les données SAR, les profils Crocus ainsi que le modèle EM étant entachés d'erreur, les estimations de l'algorithme seront alors elles-même erronées.
- Dans le cas où le nombre de pixels valides est trop élevé, l'algorithme ne présente alors plus d'intérêt, la grande majorité des profils Crocus étant déjà correctement estimée.

De part les résolutions décimétriques des capteurs SAR et la segmentation du modèle Crocus, un compromis est choisi. On considérera par la suite que $\tau \approx 30\%$ des pixels possèdent initialement un profil identique à celui estimé par Crocus. Ce principe peut être utilisé pour définir une décision adaptée à chaque acquisition de données SAR : pour chaque pixel de l'image SAR, son profil Crocus p_{init} est validé et sauvegardé ($p_{final} = p_{init}$) si la condition suivante est satisfaite :

$$|\sigma_{vv_{sim}}^0(p_{init}) - \sigma_{vv_{mes}}^0| \leq H_c^{-1}(\tau) \quad (4.9)$$

où H_c est la fonction de répartition du rapport absolu entre l'image SAR simulée et celle mesurée par le capteur SAR. Un exemple est illustré sur la figure 4.12. L'ensemble des pixels validant cette inéquation servira par la suite d'information *a priori*.

4.4.2 Détermination du profil optimal

Pour les pixels qui ne vérifient pas l'équation (4.9), un profil stratigraphique adéquate est retrouvé par le biais des trois étapes suivantes [Longépé 08a] :

4.4.2.1 Sélection géographique de profils candidats

Une modification des paramètres de neige sur les profils stratigraphiques n'est pas possible au vu de la grande variabilité des paramètres et de leurs influences relatives, conformément à l'étude mono-couche présentée dans la section 3.3.2.2. L'approche utilisée est basée sur la réorganisation spatiale des profils proposés par Crocus. Pour chaque pixel erroné, une liste de profils candidats est construite en fonction des caractéristiques spatiales. Un profil dont les caractéristiques géographiques sont relativement proches de celles du pixel considéré est candidat. Seuls les profils Crocus dont les trois caractéristiques sont directement adjacentes au profil Crocus du pixel erroné peuvent être sélectionnés. Le nombre de profils candidats est alors limité à un maximum de $n^m = 27$ combinaisons avec :

- n est le nombre de possibilités maximales pour une caractéristique donnée, i.e. $n = 3$ avec les 2 caractéristiques adjacentes et celle du pixel erroné.
- m est le nombre de caractéristiques, i.e. $m = 3$ avec la pente, l'orientation et l'altitude.

Plus précisément, le nombre de possibilités dépend de la position exacte du pixel erroné. Pour cela, chaque domaine Crocus est séparé en 3 sous-domaines : un sous-domaine central dont la largeur est égale à la moitié de la largeur du domaine, et deux autres sous-domaines. Ce point est illustré pour le cas de l'orientation sur la figure 4.14. Si la caractéristique du

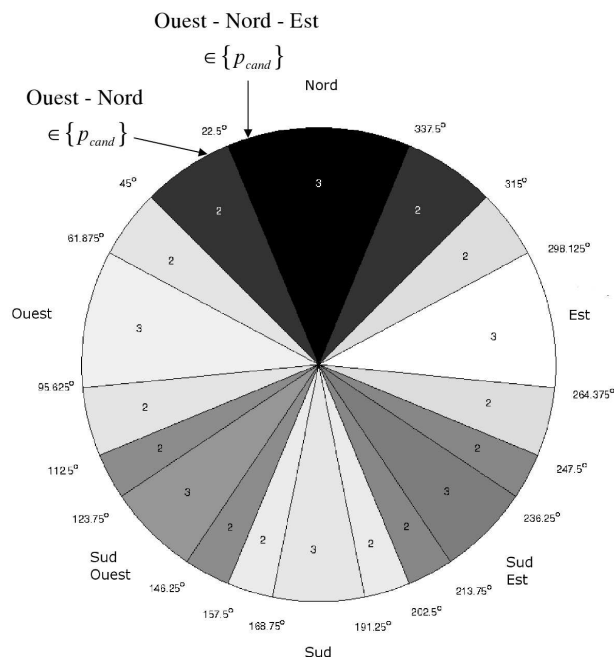


FIG. 4.14 – Sélection du nombre de profils candidats selon l'orientation du pixel considéré.

pixel erroné appartient au sous-domaine central, les profils candidats $\{p_{cand}\}$ incluent les caractéristiques des domaines adjacents et celle du pixel erroné ($n = 3$). Dans le cas contraire, les profils candidats $\{p_{cand}\}$ incluent la caractéristique du domaine le plus proche et de celui du pixel erroné ($n = 2$). Deux exemples sont illustrés sur la figure 4.14.

En combinant les trois caractéristiques (orientation, altitude et pente), un ensemble fini de profils candidats $\{p_{cand}\}$ est sauvegardé.

4.4.2.2 Pertinence polarimétrique des profils candidats

Une fois ces profils candidats sélectionnés, leur pertinence polarimétrique par rapport au pixel considéré est mesurée. Le canal en polarisation croisée ne peut pas être simulé du fait de l'utilisation du transfert radiatif au premier ordre avec des particules sphériques comme indiqué dans la section 3.3. Cependant, les données mesurées en polarisation croisée par ASAR/ENVISAT sont susceptibles de contenir une information additionnelle qu'il convient de ne pas négliger. Les propriétés polarimétriques de chaque profil candidat $p \in \{p_{cand}\}$ sont alors déterminées de la manière suivante :

- Les pixels de l'image considérés comme valides après l'étape de l'équation (4.9) et possédant le profil Crocus p sont sélectionnés. Afin de tenir compte de l'influence de

l'angle d'incidence, seuls les pixels avec le même angle d'incidence $\pm 10^\circ$ que le pixel considéré sont finalement sélectionnés. Cet ensemble de pixel est dénoté E_p .

- Dans le cas des données dual-polarisées ASAR, la distance RMS, $Q_{p_{vh}}$, entre la rétro-diffusion EM du pixel considéré $\sigma_{vh_{mes}}^0$ et les intensités σ_{vh}^0 des pixels appartenant à l'ensemble E_p indique la pertinence polarimétrique du profil candidat p et est définie par :

$$Q_{p_{vh}} = \sqrt{\text{mean}_{E_p} (\sigma_{vh}^0 - \sigma_{vh_{mes}}^0)^2} \quad (4.10)$$

La distance RMS pour le canal VV, $Q_{p_{vv}}$, est définie par la même approche. Une pondération ω_p associée à chaque profil candidat $p \in \{p_{cand}\}$ est définie comme la norme Euclidienne des deux distances RMS dans le cas des données dual-polarisées. Ensuite, ω_p est normalisée entre 0 et 1 selon :

$$\overline{\omega_p} = \frac{\omega_p - \min_{p \in \{p_{cand}\}} \omega_p}{\max_{p \in \{p_{cand}\}} \omega_p - \min_{p \in \{p_{cand}\}} \omega_p} \quad (4.11)$$

Ce coefficient ω_p apporte une information qualitative sur la pertinence du profil p pour le pixel erroné. Dans le cas de données pleinement polarimétriques, la distance logarithmique d décrite dans la section 1.4.2.2 permettrait de mesurer la vraisemblance entre la matrice de cohérence mesurée \mathbf{T}_{meas} et la matrice équivalente de l'ensemble E_p .

4.4.2.3 Estimation du profil le plus adapté

Pour chaque profil stratigraphique parmi la liste des profils candidats, la rétrodiffusion EM est simulée à l'aide du modèle multi-couches. Puis, la minimisation de l'erreur entre ces rétrodiffusions simulées $\sigma_{vv_{sim}}^0$ et la mesure ASAR $\sigma_{vv_{mes}}^0$ permet d'estimer un profil plus adapté. Pour chaque pixel erroné, un profil adapté p_{adapt} est sélectionné parmi les profils candidats $\{p_{cand}\}$ selon la relation suivante :

$$p_{adapt} = \arg \min_{p \in \{p_{cand}\}} ((1 + \beta \overline{\omega_p}) \cdot |\sigma_{vv_{sim}}^0(p) - \sigma_{vv_{mes}}^0|) \quad (4.12)$$

où β est un scalaire (>0) permettant de relativiser l'importance de l'information polarimétrique fournie par $\overline{\omega_p}$ par rapport à la modélisation EM. Ce scalaire peut être considéré comme un indicateur de confiance entre analyse quantitative et qualitative. Cette constante semble être pertinente lorsqu'elle est égale à 0.4.

4.4.3 Pixels problématiques

Pour chaque pixel erroné dont le profil stratigraphique n'a pas été modifié suite à l'équation (4.12), une étape supplémentaire est réalisée. Tout d'abord, un paramètre de neige (densité, taille des particules, épaisseur ou humidité) est sélectionné par l'opérateur : celui-ci peut correspondre au paramètre présentant les erreurs d'estimation les plus évidentes suite à une comparaison avec des données *in situ*. Une fois ce paramètre sélectionné, l'erreur entre mesure et simulation EM est minimisée en modifiant cette variable dans le profil initial Crocus. Cependant, deux limitations peuvent apparaître lors de cette étape.

- Tout d'abord, la détermination du paramètre le plus erroné peut être biaisée par la variabilité spatiale du manteau neigeux. Des mesures ponctuelles ne sont pas obligatoirement représentatives de l'ensemble du couvert neigeux à une échelle plus grande.
- Ensuite, il existe plusieurs manières de modifier le paramètre erroné au sein d'un manteau neigeux stratifié. Dans le cas de l'eau liquide, les couches humides peuvent se trouver près du sol, près de la surface neigeuse et même au milieu du manteau. Ainsi, il est possible de modifier les valeurs d'humidité, le nombre de couches humides ou bien les deux. Ces différentes approches peuvent menées aux mêmes résultats pour la minimisation EM mais peuvent différer pour l'estimation finale de l'humidité. Dans cette étude, un incrément global pour l'ensemble des couches sera considéré, c'est à dire que l'ensemble des couches de neige sera modifié en ajoutant/diminuant la même quantité.

Dans tous les cas, cette étape qui concerne environ 10-20 % des pixels pourra être étudiée plus en détails lors de travaux ultérieurs.

4.4.4 Résultats

La rétrodiffusion EM du manteau neigeux est simulée avec les profils stratigraphiques estimés avec cette nouvelle méthode et représentée sur la figure 4.15. A titre de comparaison, les simulations réalisées avec les profils Crocus initiaux y sont aussi présentées. Les simulations EM du modèle multi-couche et les données ASAR pour le canal VV montrent une excellente similarité. Les performances globales de cette méthodologie sont calculées pour cette zone de test et résumées dans le tableau 5.1. Au delà du biais et de l'erreur quadratique RMSE, le coefficient de détermination est aussi indiqué. Il est égale au carré du degré de corrélation entre les données et les simulations.

Il apparaît clairement que d'importantes améliorations ont été réalisées. Par le biais de cette réorganisation spatiale du manteau neigeux, le biais et l'erreur RMS diminuent alors que le coefficient de détermination augmente. Cependant, différentes tendances peuvent être observées selon la date d'acquisition. Le biais et le coefficient de détermination sont améliorés pour les trois premières dates alors que cette tendance est moindre pour le 26 avril et le 13 mai 2004. Trois raisons principales peuvent expliquer ce point :

- Suite à l'équation (4.12), certains pixels de l'image peuvent avoir été optimisés avec des profils de neige inadaptés. A partir des données *in situ*, il apparaît que le manteau neigeux est particulièrement humide pour certaines zones après le 26 avril avec une fraction volumique d'eau liquide f_{eau}^k supérieure à 5%^{vol}. Aucun profil Crocus ne propose une telle humidité à cette période. Ainsi une mauvaise estimation initiale du modèle Crocus entraîne une incapacité d'amélioration par une réorganisation spatiale.
- Le nombre de profils Crocus tend à diminuer au fur et à mesure de la fonte. Pour les pixels près de la ligne de neige, le faible nombre de profils disponibles engendre une perte des capacités de la méthode.
- A la fin de la période de fonte, la réponse du milieu sous-jacent (naturel ou non) peut devenir importante comme indiquée sur le panel du bas (figure 4.15). Étant donné que les propriétés du sol sont calculées à partir de l'image acquise le 5 juillet 2004, certaines caractéristiques du sol peuvent varier. Alors que la rugosité peut raisonnablement être supposée constante, l'humidité du sol varie probablement entre

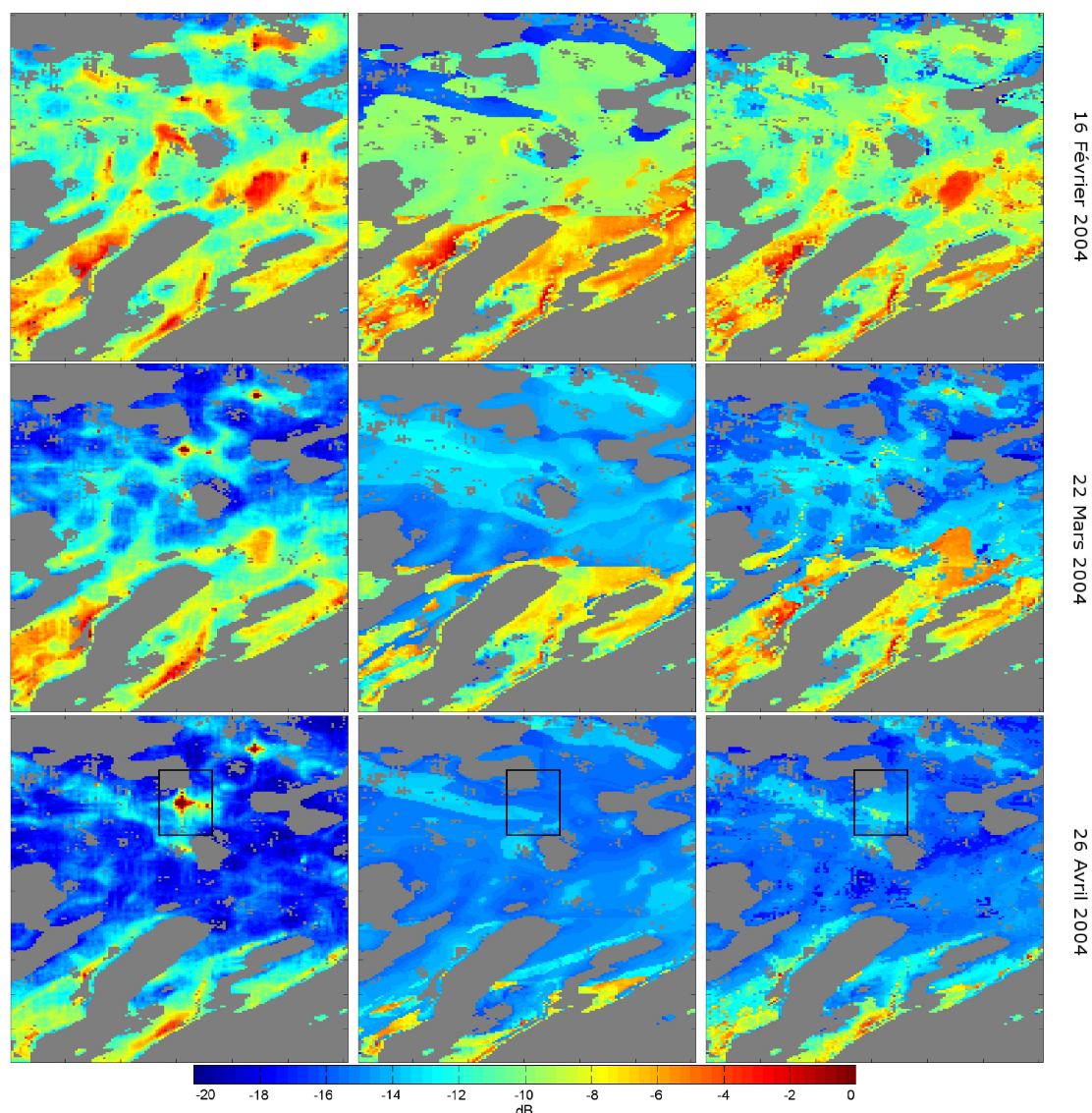


FIG. 4.15 – Coefficient de rétrodiffusion EM pour la zone de test pendant la fonte printanière 2004 : ASAR σ_{vv}^0 (Gauche), simulé $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils Crocus p_{init} (Centre) et simulé $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils finaux p_{final} (Droite). La signification des encadrés noirs est expliquée dans le corps de texte.

avril-mai et juillet. Cependant, même si les données d'humidité ne sont pas disponibles pour cette étude, l'humidité du sol est probablement supérieure en avril-mai du fait de la fonte. Il en résulte une augmentation de la permittivité du sol en avril-mai engendrant alors une augmentation de la rétrodiffusion EM par rapport à l'acquisition de juillet. Le couvert neigeux ne pouvant provoquer un tel mécanisme, la classification neige/ sans neige reste *a priori* correcte.

Finalement, il peut être noté que les nouveaux profils estimés p_{final} ne contraignent pas l'estimation des profils Crocus p_{init} . Les données ASAR ont seulement un impact au mo-

ment de l'observation : les sorties de Crocus sont totalement indépendantes des données SAR. Ce point pourra faire l'objet d'une étude ultérieure.

Date	Bias (en dB)	RMSE (en dB)	R ²
16 février	-0.117 / +0.022	3.034 / 1.441	0.249 / 0.624
22 mars	-0.305 / -0.042	3.146 / 1.954	0.173 / 0.719
8 avril	+1.410 / -0.033	3.935 / 1.458	0.194 / 0.695
26 avril	+0.599 / +0.512	2.632 / 1.803	0.105 / 0.345
13 mai	+1.801 / +0.976	3.729 / 2.241	0.045 / 0.285
31 mai	-0.676 / -0.277	3.767 / 2.408	0.109 / 0.590

TAB. 4.1 – Performances de la méthodologie : les données ASAR σ_{vv}^0 sont comparées aux simulations $\sigma_{vv_{sim}}^0$ avec les profils p_{init} / p_{final} .

4.5 Estimation de la variabilité spatiale de la neige

4.5.1 Discussions préliminaires

Les résultats présentés dans la section indiquent une amélioration significative de la simulation de la rétrodiffusion EM par le biais de la réorganisation des profils Crocus. Au delà de cette amélioration de la simulation EM, la pertinence des profils estimés est étudiée dans cette section. Pour un pixel donné, la méthodologie retrouve en effet des profils avec les caractéristiques du profil adjacent inférieur ou supérieur. En utilisant un pas de 10 mètres pour l'altitude et 2.5° pour l'orientation, la distribution des nouveaux profils sur l'ensemble de l'image est représentée sur la figure 4.16. La proportion de pixels avec les caractéristiques du profil adjacent inférieur est représentée en trait plein (**en bleu**) alors que celle avec les caractéristiques du profil supérieur est en pointillé (**en rouge**).

Il est possible de remarquer que plus un pixel est proche de la borne supérieure Crocus (resp. inférieure), plus l'algorithme tend à attribuer un profil correspondant à ce domaine supérieur (resp. inférieur). Pourtant, les profils correspondant à la borne inférieure (resp. supérieure) co-existent dans l'ensemble de profils candidats. Les profils estimés sont donc cohérents d'un point de vue géographique. Pour illustrer ce propos, le cas de l'altitude est traité.

La zone test est segmentée par Crocus en 4 ensembles (2100 m, 2400 m, 2700 m, 3000 m). Vers 2700 mètres d'altitude, un pixel dont l'altitude est comprise entre [2700 –

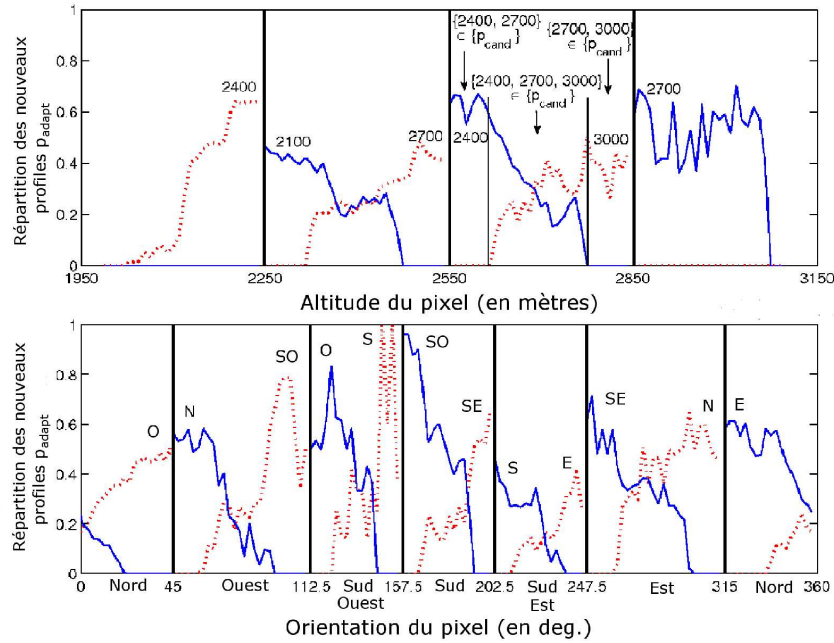


FIG. 4.16 – Répartition des nouveaux profils p_{adapt} en fonction de la position géographique des pixels pour la zone test pour l'ensemble des six images. Les annotations indiquent les caractéristiques géographiques (altitude ou orientation) des profils p_{adapt} .

300/4; 2700 + 300/4] mètres se voit attribuer un ensemble de profils candidats $p \in \{p_{cand}\}$ dont l'altitude est 2400, 2700 ou 3000 mètres. Malgré cela, le nombre de pixels obtenant un profil "3000 mètres" (resp. "2400 mètres") augmente (resp. diminue) en fonction de l'altitude. Le même phénomène peut être observé pour l'orientation.

Les résultats obtenus avec cette méthode semblent donc pertinents pour améliorer la résolution limitée de Crocus. L'information fournie par les données dual-polarisées à travers la pondération $\bar{\omega}_p$ et par le modèle EM multi-couche permet d'interpoler efficacement les profils Crocus en terme d'altitude et d'orientation. La segmentation du modèle météorologique est clairement améliorée par cette réorganisation spatiale qui concerne environ 50-60% des pixels étudiés. Le suivi de la variabilité spatiale du manteau neigeux peut être réalisé.

4.5.2 Cartographie de la Teneur en Eau Liquide

Les profils estimés par cette méthodologie proviennent du modèle Crocus : ils sont par conséquent réalistes d'un point de vue météorologique. Les cartographies de l'Equivalent en Eau de la Neige, de la Teneur en Eau Liquide ou de l'épaisseur de neige peuvent être alors réalisées. Cependant, les données radar ASAR/ENVISAT sont acquises en bande C : la rétrodiffusion EM de la neige à cette fréquence est largement sensible à la présence de l'eau liquide (voir Chapitre 3). C'est ainsi que les applications possibles avec ces données ASAR concernent raisonnablement l'estimation de l'humidité de la neige. La TEL du

manteau neigeux pour la fonte printanière de 2004 est donc cartographiée pour la zone test sur la figure 4.17. Une comparaison avec la méthode SAR présentée dans la section 4.2 et l'estimation initiale de Crocus y est aussi représentée. Il peut être observé qu'un compromis entre ces deux méthodes a été trouvé.

La méthode proposée permet de détecter la neige humide en début de fonte lorsque la TEL est inférieure à 10 mm en février. Pour cette date, de nombreux profils présentent en effet des couches légèrement humides près du sol à cause des flux géo-thermiques. Les couches sèches supérieures induisent alors une rétrodiffusion EM relativement forte qui ne permet pas à la méthode de Nagler de détecter cette humidité. Du fait de l'association de Crocus avec le modèle EM multi-couches, la méthode proposée permet de confirmer la présence de ces couches humides. Au cours de la période de fonte, la variabilité spatiale du couvert neigeux estimée semble plus conforme à la réalité du terrain. La segmentation trop rigide de Crocus est améliorée en mars-avril. Enfin, des résultats similaires avec la méthode SAR pour le mois de mai permet de conclure sur l'utilité de la méthodologie pour la classification de la neige humide. La méthode de Nagler et la méthode proposée sont en accord pour l'estimation des zones enneigées humides. Cependant, l'information apportée par Crocus sur la structure verticale du manteau neigeux permet de distinguer deux zones bien distinctes. Une discrimination entre les zones en fin de fonte (en bleu avec $TEL < 20$ mm) et celles en début/milieu de fonte (en orangé avec $TEL > 35$ mm) est même possible.

Conclusion

Ce chapitre propose une nouvelle méthode de caractérisation du couvert neigeux sur les milieux alpins en période de fonte. Elle se base sur l'utilisation des données ASAR/ENVISAT acquises sur les Alpes en 2004.

Conformément à la partie 1.2, la prise en compte de la topographie est une étape essentielle à la bonne calibration des données SAR acquises sur ces zones montagneuses. Une méthode basée sur le principe d'acquisition des capteurs SAR est tout d'abord réalisée afin de projeter un Modèle Numérique de Terrain ou une image optique dans le plan radar. Cette méthode permet d'estimer les angles d'incidences locaux, les zones d'ombres ou le layover.

Le suivi de l'humidité du couvert est ensuite réalisée avec les méthodes classiques basées sur les données SAR et par le biais des simulations du modèle météorologique Crocus. Cette comparaison met en avant la complémentarité de ces deux sources d'information. Alors que le modèle Crocus estime d'une manière précise la stratigraphie du manteau, les méthodes classiques basées sur les données SAR permettent d'estimer une probabilité de neige humide avec une bonne résolution.

Afin de combiner ces deux sources d'information, la rétrodiffusion EM du couvert neigeux est simulée à l'échelle du massif à l'aide des profils stratigraphiques Crocus et du modèle EM multi-couches développé dans le chapitre précédent. Il s'avère alors que la segmentation limitée de Crocus ne permet pas de simuler la rétrodiffusion EM d'une manière précise.

C'est pourquoi une nouvelle méthodologie est mise en place. Cette méthode associe le modèle EM multi-couches, les profils Crocus ainsi que les données ASAR/ENVISAT. L'idée générale consiste à réorganiser les profils stratigraphiques Crocus par le biais d'une minimisation de la différence entre les simulations EM et les données ASAR pour le canal

co-polaire. Les données en polarisation croisée ASAR sont tout de même utilisées dans cette approche. Les profils estimés semblent pertinents d'un point de vue géographique : la segmentation limitée de Crocus semble résolue. Des cartographies de la Teneur en Eau Liquide sont finalement présentées pour la fonte printanière de 2004 pour les massifs des Grandes Rousses et de l'Oisans.

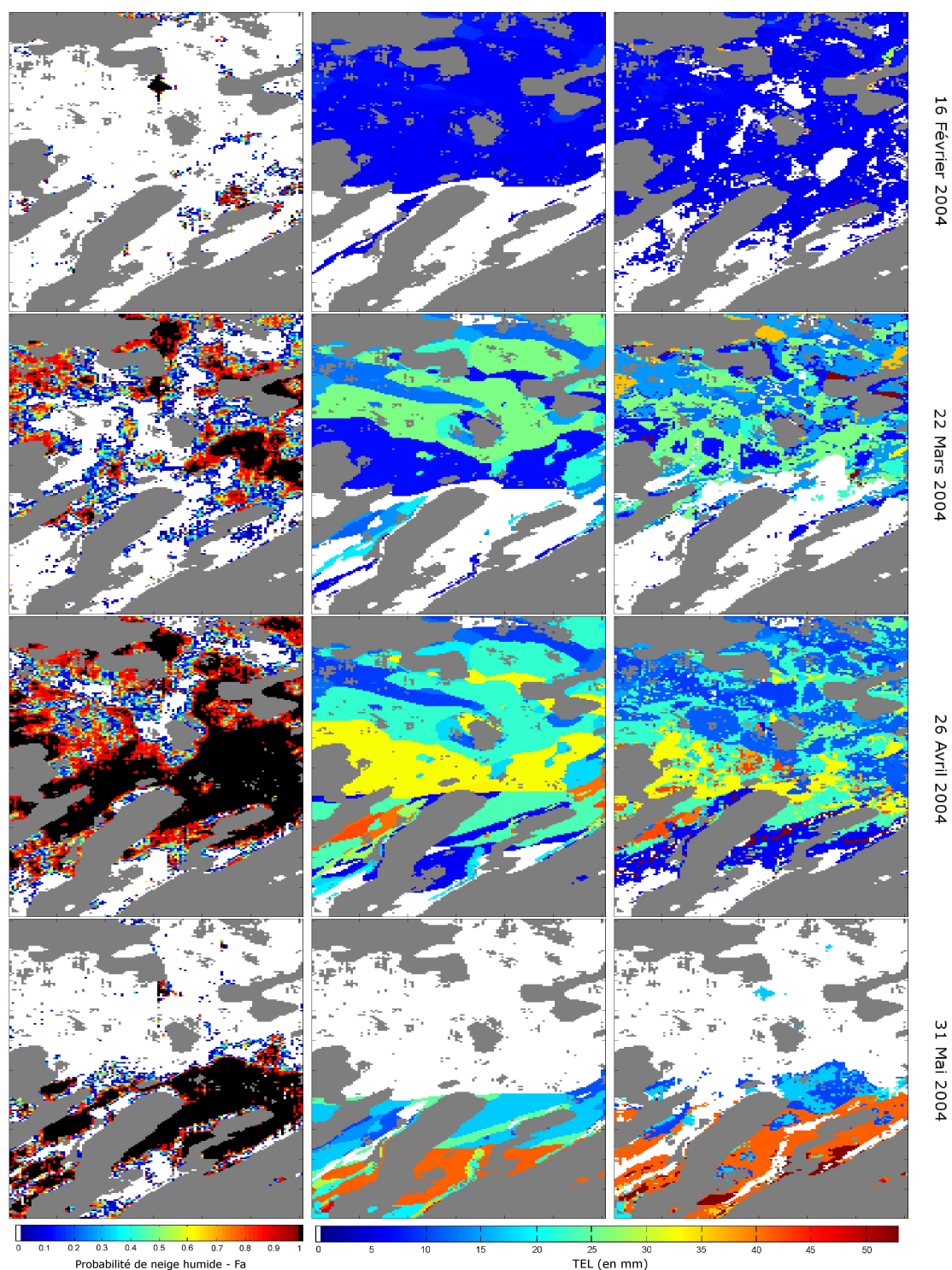


FIG. 4.17 – Cartographie de la probabilité de la neige humide (Gauche), de la TEL estimée par Crocus (Centre) et par cette méthodologie (Droite) pour la zone test durant la fonte printanière 2004.

Bibliographie

- [Allain 03a] S. Allain, L. Ferro-Famil and E. Pottier, “*Surface parameters retrieval from polarimetric and multi-frequency SAR data*”, IEEE Int. Geosci. Remote Sensing Symposium, vol. 2, pp. 1417-1419, 2003.
- [Baghdadi 00] N. Baghdadi, Y. Gauthier, M. Bernier and J.P. Fortin, “*Potential and limitations of RADARSAT SAR Data for wet snow monitoring*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 1, pp. 316-320, 2000.
- [Dabrowska 06] K. Dabrowska-Zielinska, Y. Inoue, W. Kowalik, and M. Gruszczynska, “*Inferring the effect of plant and soil variables on C- and L-band SAR backscatter over agricultural fields, based on model analysis*”, Advances in Space Research, vol. 39, pp. 139-148, 2006.
- [Ferro-Famil 05] L. Ferro-Famil, “*A semi-automatic method for geo-referencing SAR images with unknown trajectory information*”, Internal report, SAPHIR Team IETR laboratory, University of Rennes1, Rennes, France, Feb. 2005.
- [Hajnsek 03] I. Hajnsek, E. Pottier, and S.R. Cloude, “*Inversion of surface parameters from polarimetric SAR*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 41, no. 4, pp. 727-744, 2003.
- [Koskinen 97] J.T. Koskinen, J.T. Pulliainen and M.T. Hallikainen, “*The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 35, no. 3, pp. 601-610, 1997.
- [Lee 00] J.S. Lee, D.L. Schuler, T.L. Ainsworth : *Polarimetric SAR data compensation for terrain azimuth slope variation*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 5, pp. 2153-2163, 2000.
- [Longépé 07] N. Longépé, S. Allain and E. Pottier, “*Snow wetness monitoring using multi-temporal polarimetric ASAR data and multi-layer hybrid model*”, IEEE Int. Geosci. Remote Sensing Symposium, pp. 2644-2647, 2007.
- [Longépé 08a] N. Longépé, S. Allain and E. Pottier, “*Toward an operational method for refined snow characterization using dual-polarization C-band SAR data*”, IEEE Int. Geosci. Remote Sensing Symposium, 2008.
- [Longépé 09] N. Longépé, S. Allain, L. Ferro-Famil, E. Pottier and Y. Durand, “*Snowpack characterization in mountainous regions using C-band SAR data and a meteorological model*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 47, no. 2, pp. 406-418, 2009.
- [Malnes 02] E. Malnes and T. Guneriusson, “*Mapping of snow covered area with Radarsat in Norway*”, IEEE Int. Geosci. Remote Sensing Symposium, vol. 1, pp. 683-685, 2002.
- [Mattia 06] F. Mattia, G. Satalino, L. Dente and G. Pasquariello, “*Using a priori information to improve soil moisture retrieval from ENVISAT ASAR AP data in semiarid regions*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 44, no. 4, pp. 900-912, 2006.
- [Nagler 00] T. Nagler and H. Rott, “*Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR Data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 2, pp. 754-765, 2000.
- [Oh 92] Y. Oh, K. Sarabandi and F.T. Ulaby, “*An Empirical Model and an Inversion Technique for Radar Scattering from Bare Soil Surfaces*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, no. 2, pp. 370-381, 1992.

- [Oh 04] Y. Oh, K. Sarabandi and F.T. Ulaby, “*Quantitative Retrieval of Soil Moisture Content and Surface Roughness From Multipolarized Radar Observations of Bare Soil Surfaces*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 42, no. 3, pp. 596-601, 2004.

Chapitre 5

Caractérisation de l'État de la Cryosphère en Bande L

Sommaire

5.1 Etude de la réponse polarimétrique de champs agricoles enneigés	134
5.1.1 Présentation des données disponibles	134
5.1.2 Analyse des données polarimétriques PALSAR	136
5.1.3 Modélisation de la réponse polarimétrique d'un couvert neigeux sur un sol gelé en bande L	138
5.1.4 Inversion de l'humidité résiduelle du sol par statistiques χ^2	141
5.2 Détection de Milieux Naturels Enneigés par apprentissage statistique	143
5.2.1 Introduction aux Machines à Vecteurs Supports	144
5.2.2 Détection du couvert neigeux en bande L à l'aide de données polarimétriques multi-temporelles	145
Conclusion	151
Bibliographie	152

Alors que le chapitre précédent a montré le potentiel des données SAR en bande C pour la caractérisation du couvert neigeux, la problématique est différente en bande L [Shi 00][Martini 05]. Dans ce cadre, le lancement du satellite ALOS en janvier 2006 avec le capteur polarimétrique PALSAR ouvre de nouvelles perspectives pour la surveillance de la cryosphère à l'échelle globale. Ce capteur est en effet le premier capteur polarimétrique satellitaire en bande L. Ce chapitre traite alors des capacités de ce capteur pour la classification de milieux naturels enneigés.

Conformément au chapitre 3, la rétrodiffusion d'un couvert neigeux en bande L est majoritairement influencée par les caractéristiques du milieu sous-jacent. C'est pourquoi la première partie étudie la réponse polarimétrique induite par un couvert neigeux sur des sols nus. Les données PALSAR sont analysées puis comparées avec des simulations issues d'un modèle EM polarimétrique adapté au cas de la neige sèche en bande L.

Dans l'optique de discriminer la neige sur les milieux naturels, deux approches statistiques bien différentes sont testées dans la partie 5.2. La classification par Machines à Vecteurs Supports est comparée avec les approches classiques supervisées utilisant le Maximum de Vraisemblance avec la distribution de Wishart.

5.1 Etude de la réponse polarimétrique de champs agricoles enneigés

Plusieurs types de méthodes existent pour classifier les milieux naturels à l'aide de données SAR polarimétriques. Au delà des méthodes couramment utilisées telles que les classifications par Maximum de Vraisemblance ou celles basées sur des seuils décisionnels (cf. page 35), certains algorithmes plus sophistiqués tels que les réseaux de Neurones, les méthodes de classification floue ou les machines à vecteurs supports (SVM) peuvent s'avérer efficaces. Cependant, ces méthodes sont appliquées de la même manière en bio-informatique, finance ou en télédétection : toute signification physique est ôtée des données SAR polarimétriques. Avant d'utiliser de telles méthodes, il apparaît alors essentiel d'étudier l'information véhiculée par les données SAR acquises en bande L sur des zones enneigées et d'en vérifier la pertinence dans un objectif de classification.

5.1.1 Présentation des données disponibles

Même si quelques études ont été réalisées afin de minimiser l'influence de la topographie sur les données polarimétriques [Schuler 99], la variabilité des angles locaux empêche l'analyse précise des effets du couvert neigeux sur la réponse polarimétrique. Pour cette étude, un site de sols nus sans topographie a été choisi pour lequel la rétrodiffusion EM du milieu sous-jacent est pleinement maîtrisée. Cependant, l'aspect négatif d'un tel choix repose sur la faible variabilité de la neige limitant les possibilités d'extraction des caractéristiques du couvert. En effet, les champs agricoles sont principalement présents sur des sites sans topographie et peu instrumentés pour la mesure *in situ* de la neige. Dans ce cadre, le site étudié correspondant à des champs agricoles situés sur l'île d'Hokkaido (Japon) (44.07°N 144.03°E). Sa taille est approximativement de 7×6.5 km. La figure 5.1 présente la localisation de ce site ainsi qu'une image de la réponse polarimétrique acquise très récemment par PALSAR/ALOS.

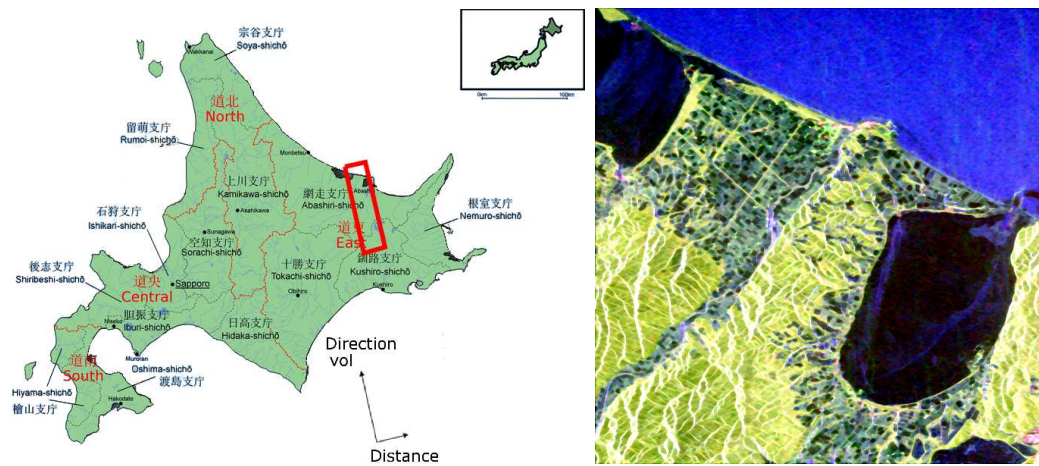


FIG. 5.1 – (Gauche) Île d'Hokkaido dans l'archipel du Japon avec la trace de l'image acquise par PALSAR. (Droite) Image RGB de Pauli des données PALSAR acquises le 15 février 2008 pour la zone d'intérêt.

Ce site comprend des zones boisées avec une légère topographie au sud-ouest, la mer d'Okhotsk au nord ainsi que deux lacs intérieurs. Les étendues entre ces deux lacs correspondent à notre zone d'intérêt. Des cultures de pomme de terre, d'orge, de betterave à sucre et de soja sont présentes de mi-mai à mi-octobre sur ces zones agricoles. Ce site se distingue par une culture du blé d'hiver avec un ensemencement en septembre et une récolte en août. L'interaction de cette culture sur l'onde EM en bande L est cependant négligeable en hiver du fait de la faible taille de cette plante (environ 10 cm) avant les premières chutes de neige⁽¹⁾. L'épaisseur du manteau neigeux, la température, les chutes de neige et de pluie ont été enregistrées pendant les hivers 2007 et 2008 par les stations automatiques de l'agence météorologique japonaise (JMA). Les données du capteur situé à Abashiri ($44^{\circ}1'N$ $144^{\circ}16.7'E$) sont représentées sur la figure 5.2. Depuis le lancement du satellite ALOS en janvier 2006, le capteur PALSAR a acquis 8 images polarimétriques avec un angle d'incidence d'environ 23° sur cette zone (mai, juin, août, septembre 2006, mars, mai, novembre 2007 et février 2008). Ces dates sont indiquées sur la figure 5.2 par une étoile.

Trois acquisitions sont particulièrement intéressantes pour cette étude :

- Mars 2007 - Neige humide : L'acquisition de PALSAR le 30 mars correspond à une période de fonte. Un redoux prolongé à la fin mars a induit une réduction du manteau neigeux de 45 à 15 cm en une dizaine de jours. Le manteau neigeux est très probablement humide en de nombreux endroits avec une probabilité non négligeable de zones nues.
- Novembre 2007 - Sol nu non gelé : Par le biais des techniques de décomposition de Freeman et de Cloude/Pottier présentées dans la section 1.4.1 page 28, l'image acquise le 15 novembre 2007 possède la plus faible contribution de volume. Du fait qu'aucune chute de neige n'ait été enregistrée à cette période, les champs agricoles peuvent être alors considérés comme des sols nus. Ce point est en accord avec les

⁽¹⁾Le blé d'hiver ne change plus de taille jusqu'à la fin de l'hiver

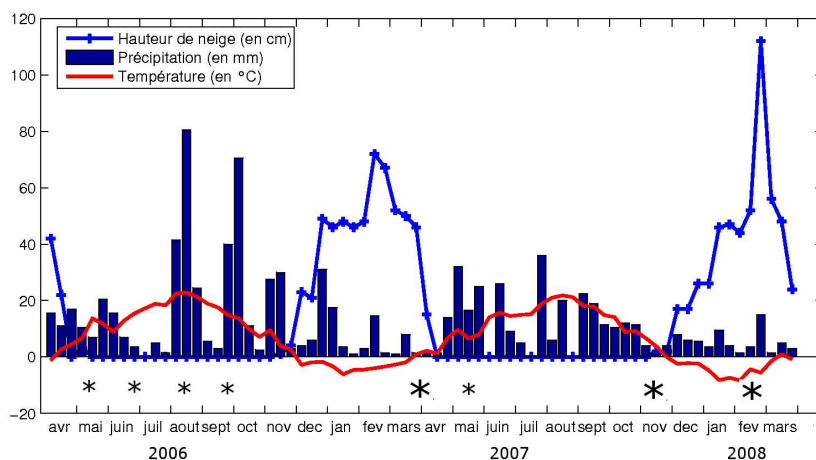


FIG. 5.2 – Données météorologiques enregistrées par la station automatique d'Abashiri (Japon).

périodes d'ensemencements et de récoltes. Au vu des acquisitions de température, le sol n'est pas encore gelé.

- Février 2008 - Neige sèche sur sol gelé : Lors de cette dernière acquisition, des mesures *in situ* ont été réalisées indiquant un manteau neigeux homogène totalement sec de 30 cm d'épaisseur sur un sol gelé. La dizaine de mesures suggère une grande homogénéité spatiale avec une densité de neige égale à 0.21 ± 0.01 . Cet écart-type correspond aux erreurs systématiques liées au système de mesure. Par ailleurs, l'épaisseur du gel dans le sol est estimée en utilisant une relation empirique avec le nombre de jours de gel successifs. Une étude réalisée près de cette zone d'intérêt a montré que l'épaisseur du gel D_{max} peut être estimée selon [Hirota 06] :

$$D_{max} \approx \beta \sqrt{F_{20}} \quad (5.1)$$

où β est une constante déterminée empiriquement et F_{20} est le nombre de jours successifs où la température moyenne journalière est négative, ce décompte s'arrêtant lorsque le manteau neigeux est supérieur à 20 cm. Le sol est alors isolé thermiquement par rapport à l'air. En utilisant cette méthode et les données météorologiques, la profondeur du gel dans le sol est estimée égale à 14 cm.

Il est important de remarquer que les 5 autres acquisitions entre mai et septembre correspondent à des champs agricoles recouverts de végétation plus ou moins développée.

5.1.2 Analyse des données polarimétriques PALSAR

Une méthode relativement simple mais efficace consiste à utiliser des seuils décisionnels afin de classifier les différents types d'environnements naturels. La cartographie de la neige humide en bande C peut être ainsi globalement réalisée avec une telle méthode (cf. page 110). Dans le cas de données polarimétriques, plusieurs paramètres issus des matrices de cohérence peuvent être analysés afin de trouver les seuils adéquats à une séparation des données en sous-classes. La figure 5.3 présente les histogrammes de quelques paramètres

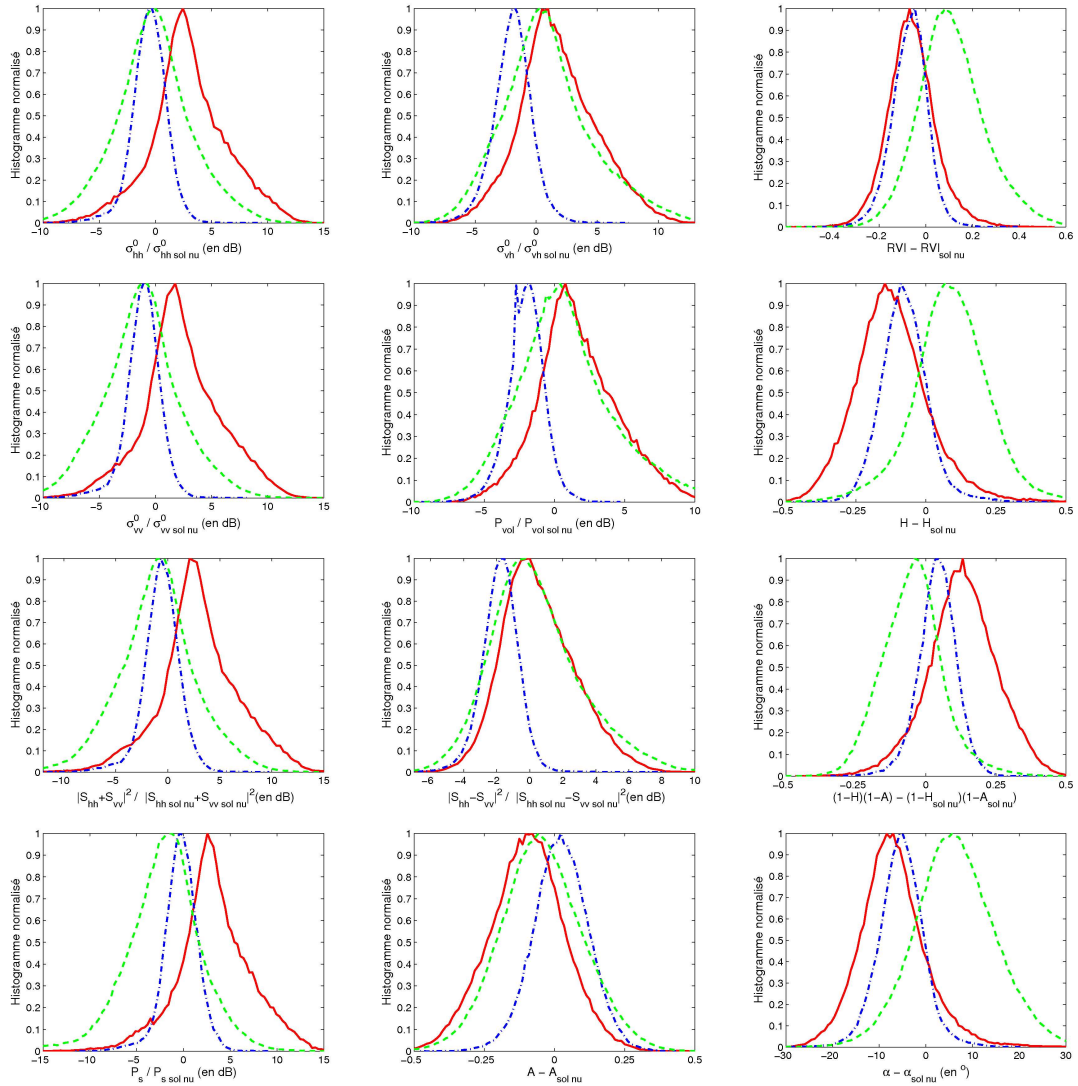


FIG. 5.3 – Histogrammes normalisés des paramètres polarimétriques par rapport aux paramètres issus de l’acquisition du 15 novembre 2007 sur sol nu : février 2008 avec neige sèche et sol gelé (---), mars 2007 avec neige humide (—), et pour les 5 autres acquisitions avec la présence de cultures agricoles (- -).

polarimétriques⁽²⁾ acquis sous des conditions de neige humide, neige sèche ou avec végétation. Ces paramètres sont sensibles aux mécanismes de rétrodiffusion du milieu (surface, double rebond...). Dans le but d’étudier l’impact de la neige sur la réponse EM, ces données sont normalisées par rapport aux données acquises en novembre sur sol nu. Seule la zone d’intérêt de l’image correspondant aux champs agricoles est ici utilisée.

Il s’avère que les rétrodiffusions EM pour la neige sèche et pour le sol nu sont très semblables. Les histogrammes des rapports $\sigma_{vv}^0 / \sigma_{vv\ sol\ nu}^0$ et $\sigma_{hh}^0 / \sigma_{hh\ sol\ nu}^0$ forment

⁽²⁾Les paramètres sont définis dans la chapitre 1 à l’exception de l’Index Radar de Végétation (RVI) égale à $8\sigma_{vh}^0 / (\sigma_{hh}^0 + 2\sigma_{vh}^0 + \sigma_{vv}^0)$.

respectivement des Gaussiennes de valeur médiane -1.10dB et -0.54dB avec un écart type proche de 1.6dB. Ces valeurs ne permettent donc pas d'utiliser un simple seuil de décision. L'interprétation des mécanismes se produisant pour chaque acquisition est délicate et peut varier selon les paramètres polarimétriques utilisés. Cependant, des comportements globaux peuvent être analysés :

- Les rétrodiffusions EM pour les canaux VV et HH sont supérieures dans le cas de la neige humide. La puissance liée à la diffusion de surface de Freeman ou à celle de Huynen montre le même comportement. La neige humide engendre donc une augmentation de la rétrodiffusion simple (cf. colonne de gauche sur la figure 5.3) ce qui est confirmé par la diminution de l'entropie et de l'angle moyen $\bar{\alpha}$.
- Les différentes figures au centre révèlent une particularité pour la rétrodiffusion de la neige sèche sur sol gelé. Il apparaît que la neige sèche sur sol gelé induit une diminution globale des mécanismes secondaires comme indiqué par le terme volumique P_{vol} ou la puissance de $|S_{hh} - S_{vv}|^2$ liée au mécanisme de double diffusion. Ceci est en conformité avec différentes études réalisées en bande L [Ferro-Famil 00].
- Même si les histogrammes des acquisitions sans neige (mai, juin, août, septembre 2006 et mai 2007) ne sont pas représentés pour chaque date, leur comportement reste semblable par rapport à ces histogrammes moyens. Les éléments de droite sur la figure 5.3 indiquent une nette augmentation de la rétrodiffusion de volume pour ces cinq acquisitions. Ceci est en conformité avec le cycle agricole de cette zone.

Même si ces paramètres polarimétriques apportent une information sur le milieu observé, une classification se basant sur des seuils de décision paraît toutefois difficile à mettre en oeuvre de part la variance importante des histogrammes. Il en résulterait de forts taux d'erreur. Néanmoins, ces données acquises en bande L apportent des informations différentes selon les dates d'acquisitions. Les données SAR acquises pendant les périodes de neige sèche ou de neige humide semblent posséder une signature polarimétrique bien particulière et différente des autres images.

5.1.3 Modélisation de la réponse polarimétrique d'un couvert neigeux sur un sol gelé en bande L

Afin de vérifier que les conditions de neige induisent les phénomènes polarimétriques mis en évidence dans le paragraphe précédent, la réponse polarimétrique du couvert neigeux en bande L est simulée dans cette partie qui vient en complément du chapitre 3.

5.1.3.1 Estimation des caractéristiques du sol nu

De part les profondeurs de pénétration en bande L, les réponses EM d'un couvert neigeux totalement sec de 30 cm d'épaisseur et d'un autre humide de 15 cm présentent naturellement une forte contribution liée à la rétrodiffusion du sol. Afin de mesurer l'impact de ces couches de neige, les caractéristiques du sol doivent être estimées d'une manière quasi-exacte.

En utilisant les données acquises en novembre 2007, les paramètres du sol (humidité M_v et rugosité σ_{sol}) peuvent être estimés à l'aide d'une procédure polarimétrique d'inversion [Oh 04]. Contrairement à la méthode simplifiée introduite dans le paragraphe 4.3.1.1, cette méthode utilise cinq équations différentes, fonction des coefficients de rétrodiffusion mesurés ($\sigma_{vv}^0, \sigma_{vh}^0, \sigma_{hh}^0$) et des paramètres du sol (M_v et σ_{sol}). Par un système de pondération,

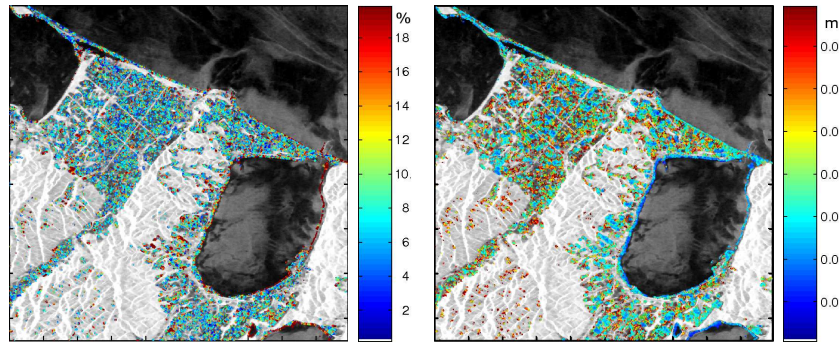


FIG. 5.4 – Estimation de l’humidité (Gauche) et de l’écart type des hauteurs σ_{sol} (Droite) par le biais de la méthode de Oh appliquée sur les données PALSAR acquises le 30 novembre 2007 sur des champs agricoles.

une estimation finale de l’humidité et de la rugosité est obtenue comme indiquée sur la figure 5.4. Seuls les champs agricoles sont ici utilisés : les zones grises/noires correspondant à des zones boisées ou à des étendues d’eau.

Ces valeurs d’humidité peuvent être comparées aux estimations d’un modèle hydrologique tel que celui de Thornthwaite [Dingman 02]. Même si ce modèle hydrologique est relativement simple dans son fonctionnement, il est tout de même très souvent employé pour la prédiction de l’humidité du sol à l’échelle régionale. Ses paramètres d’entrée sont simplement les températures et les précipitations mensuelles ainsi que la latitude globale de la zone concernée. La capacité de stockage du sol est aussi utilisée : celle-ci est estimée à partir des informations fournies par le système pédologique FAO-UNESCO établi en 1981 et par certaines études [Webb 91]. L’humidité du sol sur la zone d’intérêt est estimée par ce modèle de Thornthwaite pour le mois de novembre 2007 en utilisant les données météorologiques de pluviométrie et de température sur les quatre années précédentes. L’humidité estimée est égale à 14.4 % et confirme les estimations de la méthode de Oh qui donnent une valeur moyenne d’humidité de 11.6%. La nouvelle méthode de Oh appliquée aux données polarimétriques PALSAR en bande L semble donc relativement pertinente démontrant l’intérêt des données PALSAR pour l’étude des sols nus.

Une fois la rugosité σ_{sol} et l’humidité M_v inversées, la longueur de corrélation de la rugosité du sol peut être aussi estimée de la même manière que dans la section 4.3.1.2 page 117. On optimise ce paramètre par le biais d’une minimisation entre les simulations de l’IEM décrit dans l’Annexe C et les données SAR. Du fait de l’utilisation de données polarimétriques, plusieurs valeurs de L_{sol} peuvent être estimées selon le canal de polarisation utilisé. La corrélation entre les longueurs de corrélation du sol estimées avec les données du canal VV et du canal HH est présentée sur la figure 5.5. Seuls les canaux co-polaires sont utilisés du fait de l’incertitude sur la calibration absolue des données et de l’IEM sur les canaux en polarisation croisée.

Sur la figure 5.5, les valeurs obtenues indépendamment à partir des canaux VV et HH sont très corrélées. On peut toutefois remarquer que les valeurs de $L_{opt}(HH)$ sont légèrement supérieures à celle de $L_{opt}(VV)$ pour des valeurs relativement élevées. Cela signifie que le modèle IEM et les données PALSAR divergent légèrement lorsque les valeurs EM simulées/mesurées sont faibles. Toutefois, ces erreurs de modélisation dans les canaux co-

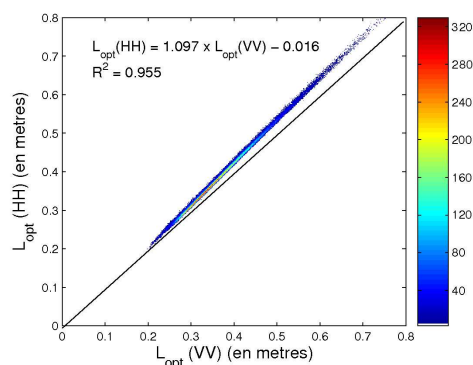


FIG. 5.5 – Nombre d'occurrences pour la corrélation entre les longueurs de corrélation estimées avec le canal VV et le canal HH.

polaires restent faibles et confirment la pertinence du modèle IEM pour la simulation de la rétrodiffusion de sols agricoles en bande L. De plus, la relation entre l'écart-type des hauteurs et la longueur de corrélation représentée sur la figure 5.6 à gauche semble correspondre à celle de surfaces nues ($L_{sol} \approx 7.42\sigma_{sol} + 0.14$). Ce point semble être confirmé si l'on se réfère aux deux exemples de surface que peut générer le couple (L_{sol}, σ_{sol}) [Allain 03b].

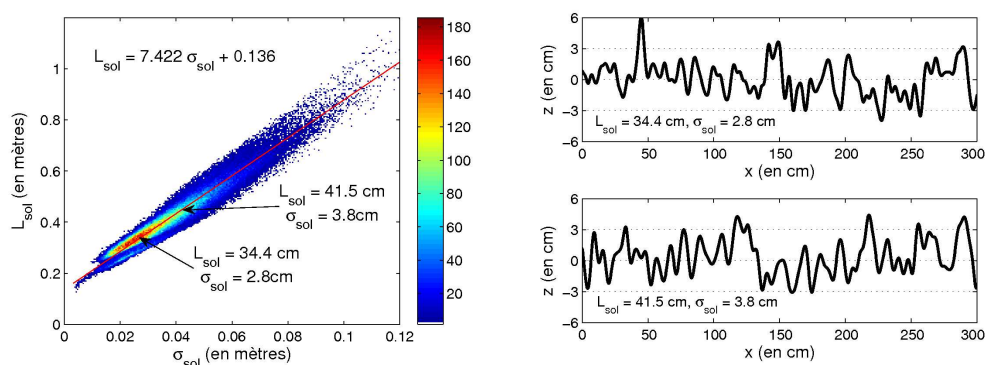


FIG. 5.6 – (Gauche) Nombre d'occurrences pour la rugosité du sol estimée par le biais des données polarimétriques PALSAR en bande L. (Droite) Surface générée de fonction d'autocorrélation gaussienne pour deux valeurs de rugosité.

Les caractéristiques du sol semblent donc être estimées d'une manière relativement fiable et pourront être utilisées dans la modélisation qui suit. Du fait que les champs n'ont pas été travaillés entre novembre 2007 et février 2008, la rugosité peut être considérée constante entre ces deux dates, ce qui n'est évidemment pas le cas de l'humidité du sol. Du fait de l'incertitude liée à l'état du sol en mars 2007, les simulations suivantes seront focalisées sur le cas de l'acquisition de février 2008 avec un couvert neigeux sec sur sol gelé.

5.1.3.2 Simulation de la réponse EM polarimétrique

Conformément au chapitre 3, la contribution volumique est négligeable dans la rétrodiffusion EM totale d'un couvert neigeux sec en bande L. De même, les phénomènes liés à la structure verticale peuvent être négligés et tout particulièrement pour cette étude où le manteau neigeux de 30 cm d'épaisseur est très homogène et ne présente pas de couches différentes d'un point de vue électromagnétique. De plus, la profondeur de pénétration en bande L étant bien supérieure à l'épaisseur du manteau, les termes d'atténuation pour la contribution du sol sont nuls, la rétrodiffusion EM totale de ce couvert neigeux peut donc se calculer selon [Shi 00] :

$$\mathbf{M}_{seche-L} = \frac{\cos\theta_0}{\cos\theta_{neige}} \mathbf{R}(\theta_{neige}, \epsilon_{sol}/\epsilon_{neige}, k_{neige}, L_{sol}, \sigma_{sol}) \quad (5.2)$$

où θ_0 est l'angle d'incidence, \mathbf{R} est la matrice de Muller 4x4 calculée avec l'IEM (cf. Annexe C) qui dépend du rapport entre les permittivités du sol et de la neige, de l'angle d'incidence de l'onde dans la neige θ_{neige} , du nombre d'onde dans la neige k_{neige} et de la rugosité du sol. La rétrodiffusion EM pour un manteau neigeux sec est donc simulée avec les paramètres du sol médian ($L_{sol} = 34.4cm, \sigma_{sol} = 2.8cm$) en fonction de l'humidité du sol et de la densité de la neige. Les coefficients de rétrodiffusion ainsi que quelques paramètres polarimétriques obtenus avec ce modèle sont présentés sur la figure 5.7. Dans le but de comparer ces courbes avec les histogrammes de la figure 5.3, les valeurs simulées sont normalisées par rapport aux simulations EM réalisées avec les conditions de novembre 2007 [Longépé 08b]. Cette étude se focalise sur les variations de la réponse EM liées aux modifications d'humidité du sol et à la présence de neige.

En premier lieu, il apparaît que les valeurs de permittivité du sol (i.e. d'humidité) et celles de la rétrodiffusion EM sont corrélées positivement. L'augmentation de l'humidité du sol entraîne l'augmentation de la puissance rétrodiffusée. La rétrodiffusion d'un couvert neigeux dépend fortement de ce paramètre. Cependant, la couche de neige induit aussi une modification de la réponse polarimétrique : la rétrodiffusion simple $|S_{hh} + S_{vv}|^2$ augmente tandis que les termes liés au volume σ_{vh}^0 ou au double rebond $|S_{hh} - S_{vv}|^2$ diminuent selon la densité de la neige. Ce constat est en conformité avec la figure 5.3. La neige sèche induit donc une diminution globale des mécanismes secondaires. D'une manière qualitative, les modifications liées à la présence de neige sèche et à la modification de l'humidité du sol semblent être bien modélisées [Khaldoune 08]. Le décalage des réponses polarimétriques entre l'acquisition de février et celle de novembre se justifie en considérant une humidité du sol entre 4 et 8% avec un manteau neigeux de densité 0.21 (valeur mesurée en février). Ces écarts d'estimation sont liés au manque de précision pour les calculs des diffusions multiples et des termes de corrélation σ_{ppqq} . Ces taux d'humidité résiduelle pour le sol gelé restent toutefois en conformité avec [Khaldoune 06]. Une limitation à cette approche repose tout de même sur l'incertitude concernant la validité de l'IEM quand le sol est gelé. Une méthode utilisant une adaptation d'impédance à l'interface sol-neige pourra alors être envisagée dans une étude ultérieure [Schwank 04].

5.1.4 Inversion de l'humidité résiduelle du sol par statistiques χ^2

La section précédente a montré que la signature polarimétrique en bande L des données acquises en février par le capteur PALSAR/ALOS est liée à la permittivité du sol mais

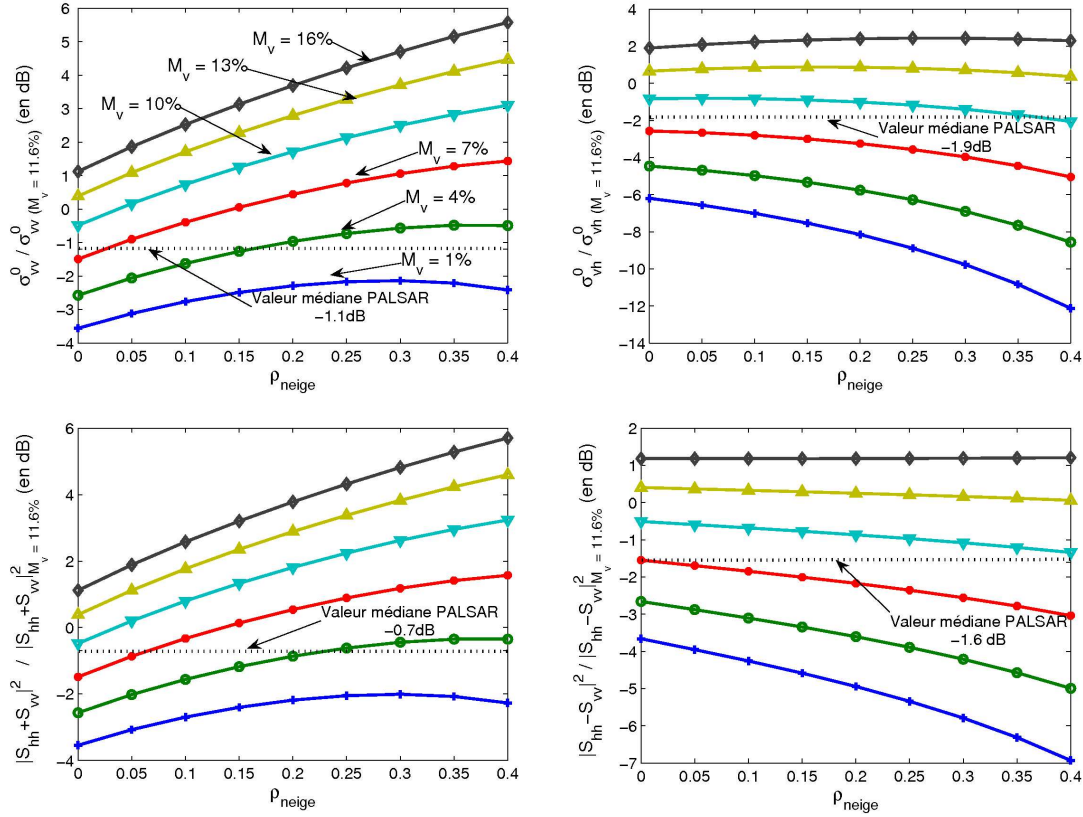


FIG. 5.7 – Simulation de la rétrodiffusion EM polarimétrique d'un couvert de neige sèche pour diverses humidités du sol $M_v \in [1 - 16]\%$ normalisée par rapport à la rétrodiffusion EM simulée avec les conditions de novembre 2007.

aussi à la densité du couvert neigeux. Même si l'objectif de ce document n'est pas de démontrer le potentiel des données SAR en bande L pour la caractérisation du sol gelé, il peut être utile de montrer la complémentarité du couple (ρ_{neige}, M_v) . Étant donné que les mesures *in situ* révèlent un couvert neigeux homogène avec une densité constante, cette partie s'attache à estimer la permittivité du sol gelé, i.e. son humidité résiduelle.

La méthode proposée dans cette section repose sur les statistiques locales des données ainsi que sur les résultats de la modélisation EM. Du fait de l'incertitude sur la qualité de l'IEM pour l'estimation des termes en polarisation croisée et des termes de corrélation entre les canaux co-polaires, seule la rétrodiffusion dans le canal VV est utilisée. Afin d'estimer la permittivité du sol, la méthode proposée repose sur la minimisation pour chaque pixel de la dissemblance entre l'histogramme de σ_{vv}^0 mesuré et celui de σ_{vv}^0 estimé par l'IEM sur une zone centrée de $N_b \times N_b$ pixels. Les simulations EM sont réalisées pour chaque pixel de la fenêtre avec une densité $\rho_{neige} = 0.21$ et pour différentes permittivités ϵ_{sol} . La méthode utilisée pour déterminer si les deux distributions sont différentes est le test χ^2 . Soit deux histogrammes $\mathcal{V}_{data}, \mathcal{U}_{\epsilon_{sol}}$ correspondant respectivement à la distribution connue des données et à la distribution des coefficients de rétrodiffusion simulés pour une valeur

de ϵ_{sol} donnée, les statistiques χ^2 se calculent selon :

$$\chi_v^2(\mathcal{U}_{\epsilon_{sol}}, \mathcal{V}_{data}) = \sum_k \frac{(u_k - v_k)^2}{v_k} \quad (5.3)$$

avec u_k et v_k le nombre d'éléments pour chaque intervalle k des histogrammes $\mathcal{U}_{\epsilon_{sol}}$ et \mathcal{V}_{data} . Pour chaque pixel, on cherche donc à minimiser ce critère de dissemblance afin de déterminer la valeur de la permittivité optimale

$$\epsilon_{sol_{opt}} = \arg \min_{\epsilon_{sol}} \chi_v^2(\mathcal{U}_{\epsilon_{sol}}, \mathcal{V}_{data}) \quad (5.4)$$

La figure 5.8 représente les résultats de cette minimisation en considérant une fenêtre de taille $N_b = 10$. Même s'il n'est pas possible de vérifier l'exactitude de ces estimations, les valeurs d'humidité obtenues fluctuent autour de 4% et sont des valeurs usuelles pour un sol gelé [Khaldoune 06].

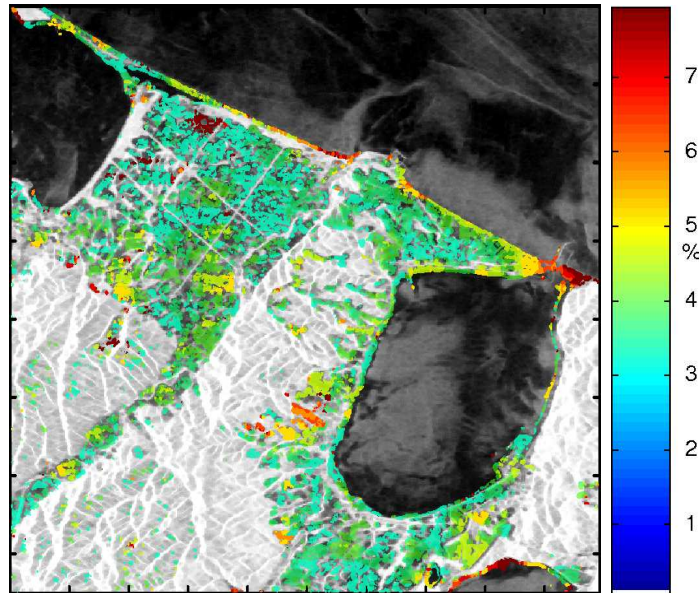


FIG. 5.8 – Estimation de l'humidité résiduelle du sol gelé sur les zones agricoles par le biais d'une minimisation par statistiques χ^2 .

5.2 Détection de Milieux Naturels Enneigés par apprentissage statistique

Dans le paragraphe précédent, il a été montré que les données polarimétriques PALSAR étaient liées à certaines propriétés du couvert neigeux. D'un autre côté, les techniques de classification par apprentissage statistique telles que les Machines à Vecteurs Supports (SVM) sont utilisées dans de nombreux domaines avec une grande efficacité. Cette méthode a été introduite avec succès en télédétection que cela soit pour des images multi-spectrales [Huang 02] ou avec des données SAR [Waske 07]. Cette méthode est donc testée dans le cadre d'une classification de zones enneigées en trois classes (neige sèche / neige humide / sans neige).

5.2.1 Introduction aux Machines à Vecteurs Supports

Certains aspects théoriques de la méthode SVM sont brièvement introduits dans cette section. Le lecteur est invité à consulter les ouvrages [Vapnik 98] [Burges 98] [Cristianini 00] pour plus de précisions concernant cette méthodologie. Dans un premier temps, la classification de données est présentée pour un cas binaire. Soit des données SAR mesurées $x \in \mathbb{R}^n$ dont la classe $\Theta_i \in \{+1, -1\}$ est connue *a priori* lors de la phase d'entraînement. Pour chaque pixel, un nombre p de paramètres peut être calculé à l'aide des données polarimétriques. Il peut s'agir des coefficients de rétrodiffusion, des éléments de la matrice de covariance/cohérence ou bien d'éléments issues de théorèmes de décomposition polarimétrique. Dans cet espace Euclidien à p -dimensions, la méthode SVM calcule une frontière de décision (hyperplan) qui permet de séparer les données mesurées en deux ensembles distincts. La distance entre cet hyperplan et les deux ensembles doit être maximale comme indiqué sur la figure 5.9.

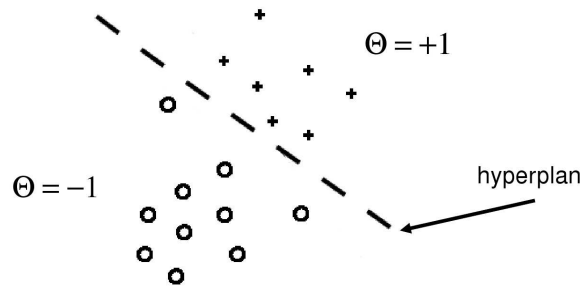


FIG. 5.9 – Hyperplan séparant deux classes dans un espace à $p = 2$ dimensions.

La fonction de décision s'écrit selon $f(\mathbf{x}) = \mathbf{w}\mathbf{x} + b$ où $\mathbf{x}_i \in \mathbb{R}^p$ est l'échantillon i , $\mathbf{w} \in \mathbb{R}^p$ un vecteur de pondération et b un scalaire. Le problème consiste donc à résoudre les équations :

$$\left. \begin{array}{ll} \mathbf{x}_i \mathbf{w} + b \geq +1 & \text{pour } \Theta_i = +1 \\ \mathbf{x}_i \mathbf{w} + b \leq -1 & \text{pour } \Theta_i = -1 \end{array} \right\} \quad (5.5)$$

avec les termes de l'inégalité ± 1 servant à définir une marge de tolérance. La distance entre les échantillons "positifs" et "négatifs" les plus proches de l'hyperplan est alors égale à $2/\|\mathbf{w}\|$ où $\|\mathbf{w}\|$ est la norme Euclidienne du vecteur \mathbf{w} . L'hyperplan optimal est donc estimé par le biais d'une minimisation de cette marge avec les contraintes (5.5) (cf. Figure 5.10 gauche)

Généralement, les données en entrée ne sont pas parfaitement séparables (cf. figure 5.10 droite). Une variable positive dite "ressort" ξ est alors introduite dans la contrainte précédente. Lorsque ξ_i est supérieure à 1, elle indique une mauvaise classification de l'échantillon i . Par conséquent, l'hyperplan optimal est déterminé d'une manière générale par le vecteur

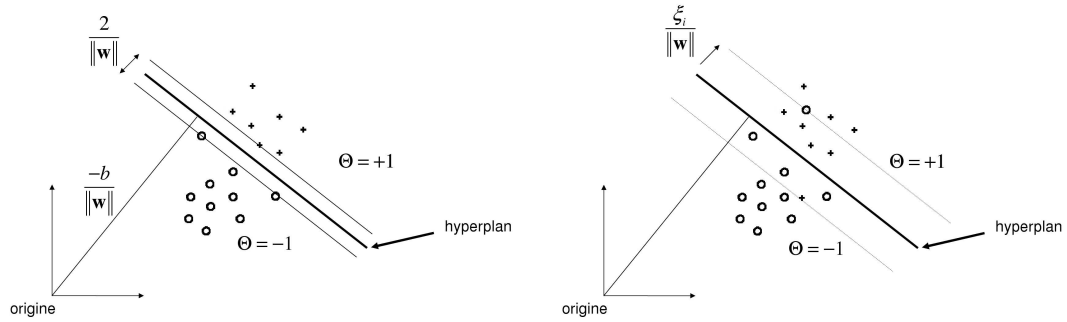


FIG. 5.10 – Définitions de la marge (Gauche) et de l'hyperplan dans le cas de données non-séparables (Droite).

\mathbf{w} étant données les contraintes :

$$\left. \begin{array}{ll} \mathbf{x}_i \mathbf{w} + b \geq +1 - \xi_i & \text{pour } \Theta_i = +1 \\ \mathbf{x}_i \mathbf{w} + b \leq -1 + \xi_i & \text{pour } \Theta_i = -1 \end{array} \right\} \quad (5.6)$$

et minimisant la fonction suivante :

$$\Phi(\mathbf{w}, \xi) = \frac{1}{2} \|\mathbf{w}\|^2 + C \sum_i \xi_i \quad (5.7)$$

où C est un paramètre défini par l'utilisateur qui permet de tolérer plus ou moins les erreurs de classe. Ce système d'équations est résolu en utilisant des opérateurs Lagrangien. Enfin, un plan linéaire n'est pas souvent approprié en pratique. Une astuce consiste alors à projeter les données dans un autre espace Euclidien de dimension plus élevée ($q \gg p$) où les données sont séparables par un plan linéaire. Cette fonction permettant de projeter les données est couramment dénommée "noyau". Dans le cadre de cette étude, cette méthode a été implémentée en se basant sur les travaux de [Chang 01] avec un noyau gaussien radial de la forme suivante :

$$K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = e^{-\gamma \|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j\|} \quad (5.8)$$

5.2.2 Détection du couvert neigeux en bande L à l'aide de données polarimétriques multi-temporelles

Cette partie s'attache à cartographier le couvert neigeux sur des champs agricoles. Pour cela, les données acquises le 15 février 2008 et le 30 mars 2007 sont respectivement assimilées aux classes "neige sèche/sol gelé" et "neige humide". Les six autres acquisitions dont celle du 30 novembre 2007 sont assimilées à des données "sans neige". Cette classification à trois classes ("neige sèche/sol gelé", "neige humide" et "sans neige") est donc réalisée par le biais des Machines à Vecteurs Supports. Ces trois classes sont alors discriminées par trois hyperplans différents séparant chaque paire de classe.

5.2.2.1 Méthodologie

Différentes représentations de l'information polarimétrique sont utilisées dans cette méthode. Les trois puissances issues de la décomposition de Freeman (P_s, P_v, P_d), les pa-

paramètres $H-A-\bar{\alpha}$, les trois coefficients de rétrodiffusion EM ($\sigma_{vv}^0, \sigma_{vh}^0, \sigma_{hh}^0$) et enfin les 9 éléments de la matrice de cohérence sont testés d'une manière séparée. Le même nombre de pixels d'entraînement (2500) est sélectionné aléatoirement pour chaque classe. Cela correspond à environ 1% des pixels pour les images de neige et 0.17% pour les images sans neige. Pour la classe "sans neige", ces pixels sont en effet choisis d'une manière équiprobable sur les 6 acquisitions.

Afin de tester cette technique sur les données SAR, il est nécessaire de réaliser dans un premier temps une optimisation sur le paramètre C ainsi que sur le paramètre γ du noyau K . La procédure classique consiste à utiliser une méthode de type "validation croisée" à l'aide des données d'entraînement (7500 échantillons). Pour la validation croisée, les données d'entraînement sont séparées en n sous-ensembles de taille identique. D'une manière séquentielle, un sous-ensemble est testé à l'aide de l'hyperplan estimé avec les $n - 1$ sous-ensembles. Ainsi, l'ensemble des points n'est testé qu'une fois et le résultat final représente le pourcentage de données correctement estimées. Une fois les paramètres C et γ du noyau K optimisés, l'hyperplan est déterminé avec les données d'entraînement puis testé sur l'ensemble des champs pour chaque acquisition (plus de 250 000 pixels). L'estimation de la qualité de cette classification est basée sur la matrice de confusion qui est calculée sur la comparaison entre les classes estimées et mesurées. Les éléments de la diagonale représentent les pixels correctement classifiés alors que les autres termes indiquent les erreurs de détection. Il peut être intéressant de noter que la précision utilisateur est définie pour chaque classe comme le nombre de pixels correctement assigné à cette classe divisé par le nombre de pixels estimés dans cette même classe. Ce paramètre est un indicateur de surestimation.

5.2.2.2 Résultats

Les résultats de la classification sont présentés dans le tableau 5.1. Il est important de rappeler ici que l'acquisition de février 2008 correspond à un couvert de neige sèche sur un sol gelé tandis que celle de mars 2007 correspond à un couvert neigeux humide. Aucune neige n'est présente sur les 6 autres acquisitions comme indiqué sur la figure 5.2. La méthode de classification supervisée par Maximum de Vraisemblance avec la distribution de Wishart décrite dans la section 1.4.2.2 est aussi utilisée. Les mêmes pixels ont été utilisés pour la phase d'entraînement.

Tout d'abord, il est possible de constater que le potentiel de discrimination par les coefficients de rétrodiffusion avec la SVM est légèrement inférieur aux autres données utilisées. Ces paramètres ne sont en effet pas directement liés à un seul mécanisme et n'ont pas de valeurs caractéristiques pour chaque milieu. La classification par SVM avec les puissances de Freeman s'avère être la meilleure méthode avec une précision globale de 83 %. Cet écart par rapport aux autres méthodes est lié à la formulation des calculs pour la décomposition de Freeman. En effet, même si la puissance du double rebond reste très faible sur ces zones naturelles, les valeurs calculées sont relativement bien différentes et quasi-discrétisées selon la date d'acquisition. La méthode SVM utilise cette caractéristique pour identifier les différentes acquisitions (94.8 % de bonne détection pour la neige sèche). De plus, les puissances de Freeman sont développées pour caractériser les milieux naturels en séparant chaque mécanisme de diffusion.

Les autres paramètres d'entrée donnent toutefois des résultats de classification satisfaisants avec la SVM (environ 74 % de précision globale). Il peut être remarqué que la

		Estimation			Précision
		Sans	Humide	Sèche	Globale
SVM $H/A/\alpha$	Sans Neige ($\approx 6 \times 250\,000$ pix.)	0.751	0.064	0.185	0.73
	Neige Humide ($\approx 250\,000$ pix.)	0.105	0.535	0.360	
	Neige sèche/Sol gelé ($\approx 250\,000$ pix.)	0.081	0.153	0.767	
	Précision Utilisateur	0.96	0.50	0.34	
SVM P_{s-v-d}	Sans Neige ($\approx 6 \times 250\,000$ pix.)	0.815	0.069	0.116	0.83
	Neige Humide ($\approx 250\,000$ pix.)	0.106	0.766	0.128	
	Neige sèche/Sol gelé ($\approx 250\,000$ pix.)	0.041	0.012	0.947	
	Précision Utilisateur	0.97	0.64	0.53	
SVM \mathbf{T}	Sans Neige ($\approx 6 \times 250\,000$ pix.)	0.762	0.062	0.176	0.74
	Neige Humide ($\approx 250\,000$ pix.)	0.133	0.528	0.340	
	Neige sèche/Sol gelé ($\approx 250\,000$ pix.)	0.126	0.062	0.811	
	Précision Utilisateur	0.95	0.55	0.37	
SVM $\sigma_{vv-vh-hh}^0$	Sans Neige ($\approx 6 \times 250\,000$ pix.)	0.689	0.058	0.254	0.68
	Neige Humide ($\approx 250\,000$ pix.)	0.116	0.501	0.383	
	Neige sèche/Sol gelé ($\approx 250\,000$ pix.)	0.154	0.057	0.789	
	Précision Utilisateur	0.94	0.55	0.29	
Wishart/ML	Sans Neige ($\approx 6 \times 250\,000$ pix.)	0.850	0.056	0.094	0.74
	Neige Humide ($\approx 250\,000$ pix.)	0.417	0.411	0.173	
	Neige sèche/Sol gelé ($\approx 250\,000$ pix.)	0.475	0.137	0.338	
	Précision Utilisateur	0.85	0.46	0.35	

TAB. 5.1 – Performances des classifications des Machines à Support Vecteurs et du Maximum de Vraisemblance avec distribution de Wishart sur les 8 acquisitions de PALSAR.

détection du couvert de neige humide du 30 mars 2007 est plus difficile que celle de la neige sèche en utilisant les matrices de cohérence. Il en est de même si l’on utilise les paramètres $H/A/\alpha$ ou les coefficients de rétrodiffusion. Selon les paramètres d’entrée, le taux de fausse alarme de neige sèche est relativement important. Cette erreur peut être liée à la présence de zones nus sur les 6 acquisitions “Sans Neige” dont le comportement polarimétrique se rapproche d’un milieu couvert de neige sèche. La méthode de classification supervisée par maximum de vraisemblance avec les distributions de Wishart s’avère limitée pour la détection de la neige mais donne de bons résultats pour les zones agricoles. Les taux de bonne classification pour la neige sèche et humide sont respectivement égaux à 34 et 41 %.

Les figures 5.11 et 5.12 permettent d’étudier les différences de résultats selon la date d’acquisitions et mettent en évidence les erreurs caractéristiques. Les classes “neige sèche/sol gelé”, “neige humide” et “sans neige” sont respectivement représentées en bleu, rouge et vert. Il apparaît alors que la classification par SVM avec la matrice de cohérence \mathbf{T} est inappro-

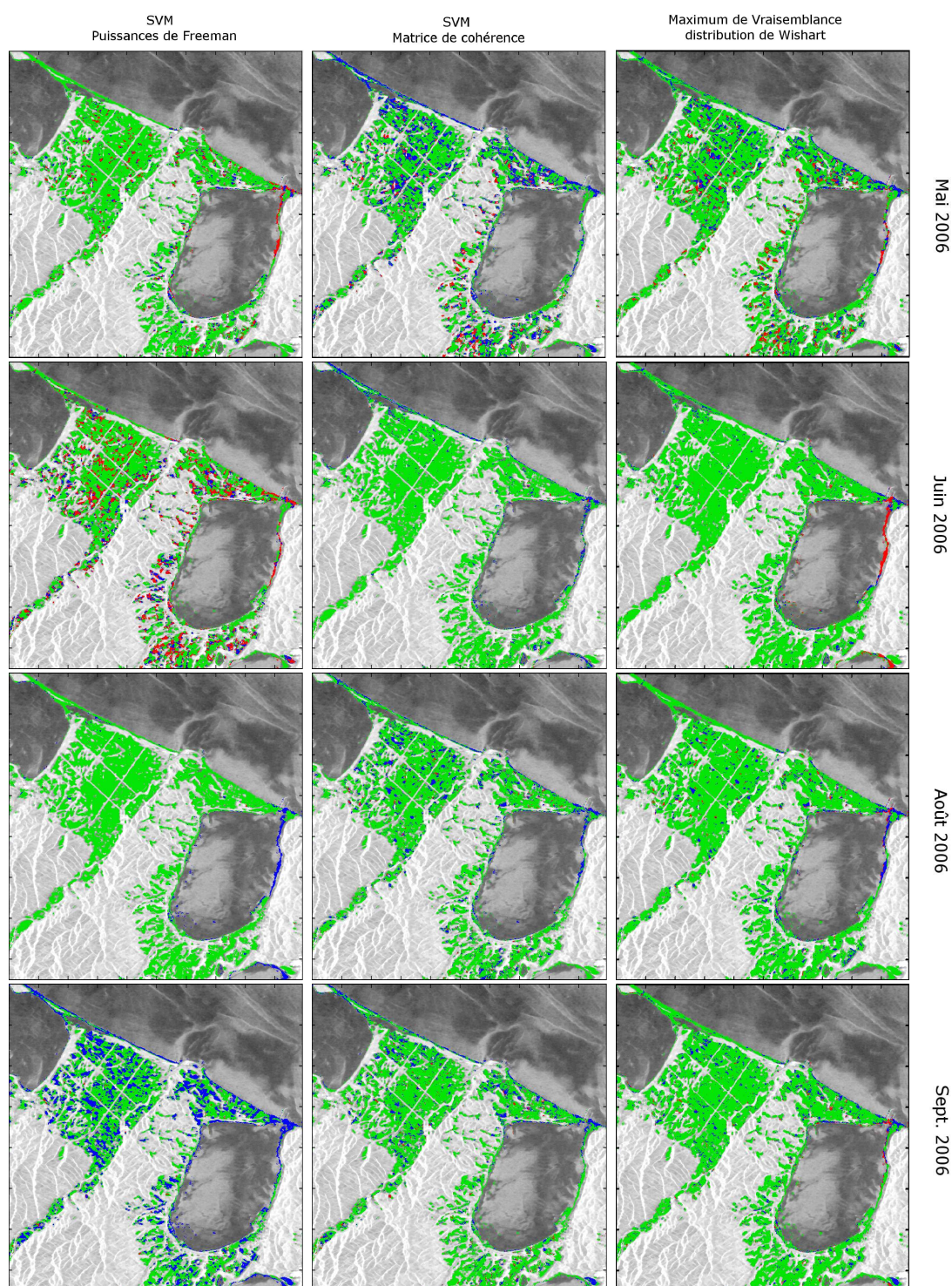


FIG. 5.11 – Classification de la cryosphère selon trois méthodes différentes à partir des données acquises en 2006 : bleu “Neige sèche/sol gelé”, rouge “Neige humide” et vert “Sans neige”.

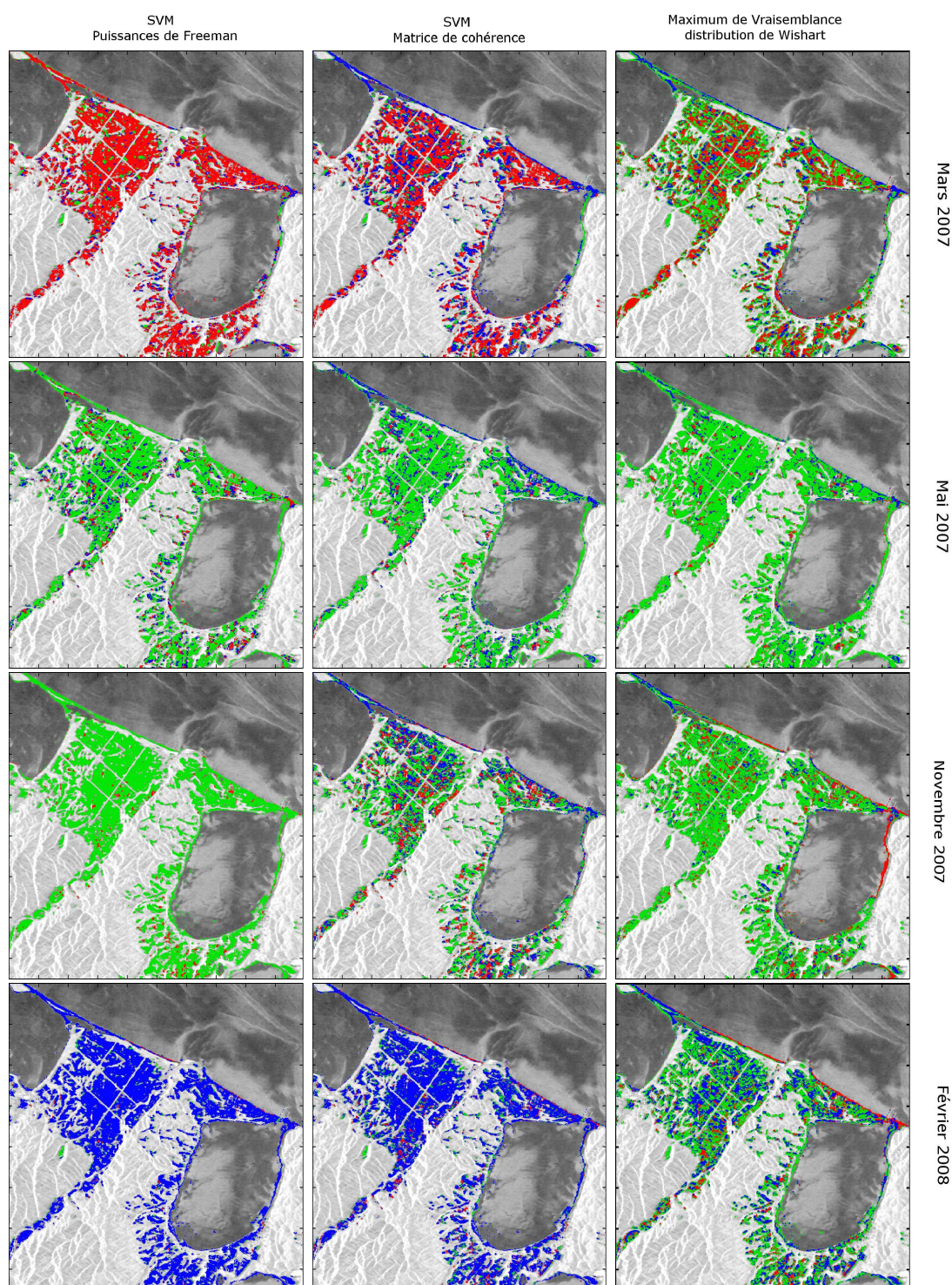


FIG. 5.12 – Classification de la cryosphère selon trois méthodes différentes à partir des données acquises en 2007 et 2008 : bleu “Neige sèche/sol gelé”, rouge “Neige humide” et vert “Sans neige”

priée pour les acquisitions de mai 2006, mars 2007 et novembre 2007. Le taux de fausse alarme pour la classe "Neige sèche/sol gelé" est important. De même, les puissances de Freeman déterminées en septembre 2006 semble statistiquement proches de celle induites par un couvert de neige sèche dans le cadre de la SVM. Enfin, la classification supervisée par Maximum de Vraisemblance basée sur la distribution de Wishart ne permet pas de correctement estimer l'état de la cryosphère pour les acquisitions de mars 2007 et février 2008. La pseudo-distance définie par l'équation 1.105 ne permet pas d'extraire efficacement l'information relative à l'état de la cryosphère. Alors que le taux de fausse alarme est très faible pour les 6 acquisitions sans neige, la classe "Sans Neige" est sur-estimée pour ces 2 acquisitions hivernales. Enfin, il peut être utile de noter que la classification des zones sans neige donne de meilleurs résultats pour les mois de juin et août. En effet, durant ces périodes, les sols sont recouverts de végétation et la réponse polarimétrique est caractérisée par une forte rétrodiffusion de volume contrairement aux autres acquisitions où la présence de champs avec une faible végétation engendre des erreurs de classification.

Toutefois, l'ensemble de ces résultats démontre que les données PALSAR acquises en bande L possèdent un potentiel pour la discrimination de l'état de la cryosphère. Selon les paramètres en entrée, la méthode de classification basée sur les Machines à Vecteurs Supports s'avère particulièrement performante pour la détection de la neige sur des champs agricoles.

5.2.2.3 Stabilité de la méthode

Afin de vérifier la stabilité de cette méthode, les variations de précision sont étudiées en modifiant le nombre de pixels par classe pour la détermination de l'hyperplan pendant la phase d'entraînement. On rappelle ici que les pixels sont déterminés d'une manière aléatoire pour chaque classe. Pour le cas de la classe "Sans Neige", les pixels sont donc choisis aléatoirement sur les 6 acquisitions. En prenant le cas de la méthode SVM avec la matrice de cohérence en entrée, ces variations de précision sont présentées sur la figure 5.13. Afin de rendre compte de la variabilité des résultats en fonction des pixels choisis, 200 classifications différentes sont réalisées pour chaque valeur en abscisse. La barre verticale indique donc l'écart-type des résultats avec leur moyenne.

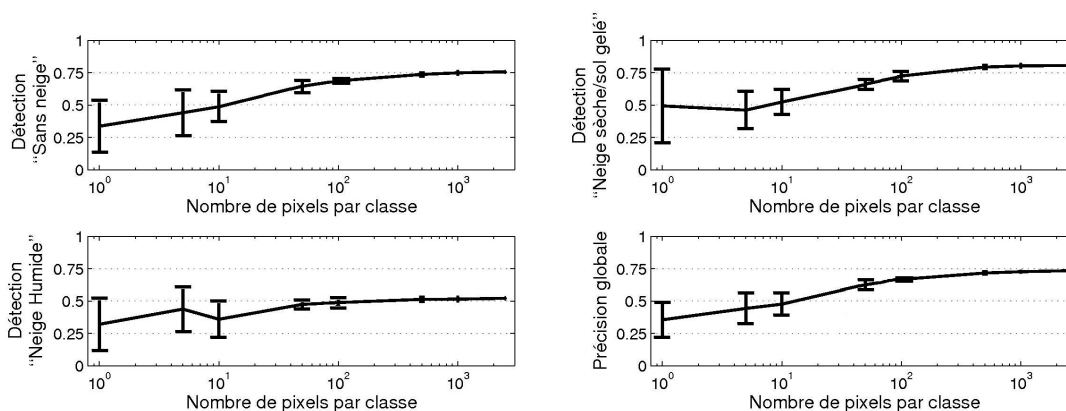


FIG. 5.13 – Evolution de la précision de la méthode SVM basée sur la matrice de cohérence en fonction du nombre de points d'entraînement.

D'une manière générale, plus le nombre de pixels pour l'entraînement est important, plus la classification sera pertinente. *A contrario*, les résultats varient fortement en fonction des pixels choisis pour un faible nombre de pixels. L'écart-type pour le cas de la neige sèche est proche de 25% si un seul pixel par classe est utilisé. Pour un nombre de pixels par classe supérieur à 1000, les résultats de classification sont stables et maxima. La méthode de classification supervisée par SVM nécessite donc un nombre peu élevé de points d'entraînement⁽³⁾. Elle peut donc être utilisée d'une manière efficace pour la détection de zones enneigées lorsque les images multi-spectrales présentent une forte nébulosité.

Conclusion

Ce chapitre traite de l'apport de la polarimétrie SAR en bande L pour la caractérisation de l'état de la cryosphère. L'étude réalisée constitue une première approche par le biais des données du capteur PALSAR/ALOS lancé en janvier 2006.

La première partie démontre que des données PALSAR acquises sur des zones plates enneigées possèdent une signature EM bien particulière. Pour ce faire, une étude est réalisée afin de caractériser dans un premier temps la rugosité du milieu sous-jacent à partir des données PALSAR acquises quelques jours avant les premières chutes de neige. Un modèle EM polarimétrique adapté à la bande L est alors introduit dans l'optique de confirmer que ces observations ne sont pas uniquement liées au changement de permittivité du sol lié au gel. Il est montré que la neige sèche induit une diminution des mécanismes de rétrodiffusion secondaires tels que le double rebond. De même, l'influence du gel du sol est mise en avant. Dans ce cadre, une méthode permettant de retrouver l'humidité résiduelle du sol gelé est réalisée par une approche statistique locale couplée au modèle EM de rétrodiffusion. L'ensemble de ces travaux confirment que les données acquises par PALSAR sont dépendantes à la fois du changement de permittivité du sol mais aussi de la densité de la neige.

C'est ainsi que des méthodes statistiques sont mises en place afin de caractériser l'état de la cryosphère à l'aide des données PALSAR/ALOS. Des techniques supervisées basées sur les Machines à Vecteurs Supports sont implémentées et testées dans le cadre d'une classification à trois classes : "Neige sèche/sol gelé", "Neige humide" et "Sans neige". Il est montré que ces techniques s'avèrent légèrement plus performantes que les techniques classiques basées sur l'estimation du Maximum de Vraisemblance avec la distribution de Wishart.

⁽³⁾1000 pixels correspondent dans notre cas à une superficie d'approximativement 0.16 km². A titre indicatif, la zone étudiée représente environ 45.5 km².

Bibliographie

- [Allain 03b] L. Ferro-Famil, “*Caractérisation d’un sol nu à partir de données SAR polarimétriques : Etude multi-fréquentielle et multi-résolutions*”, Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, France, 2003.
- [Burges 98] C. J. C. Burges, “*A tutorial on support vector machines for pattern recognition*”, *Data Mining Knowl. Discovery*, vol. 2, no. 2, pp. 121-167, 1998.
- [Chang 01] C.C. Chang and C.J. Lin, “*LIBSVM : a library for support vector machines*”, Software available at <http://www.csie.ntu.edu.tw/~cjlin/libsvm>, 2001.
- [Cristianini 00] N. Cristianini and J. Shawe-Taylor, “*An introduction to support vector machines (and other kernel-based learning methods)*”, Cambridge University Press, ISBN : 0 521 78019 5, 2000.
- [Dingman 02] S.L. Dingman, “*Physical Hydrology*”, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 07458, 2002.
- [Ferro-Famil 00] L. Ferro-Famil, “*Téledétection multi-fréquentielle et multi-temporelle d’environnements naturels à partir de données SAR polarimétriques*”, Thèse de Doctorat, Université de Nantes, France, 2000.
- [Guyon 02] I. Guyon, J. Weston, S. Barnhill and V.N. Vapnik, “*Gene selection for cancer classification using Support Vector Machines*”, *Machine Learning*, vol. 46, pp. 389-422, 2002.
- [Hirota 06] T. Hirota, Y. Iwata, M. Hayashi, S. Suzuki, T. Hamasaki, R. Sameshima and I. Takayabu, “*Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan*”, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, vol. 84, no. 4, pp. 821-833, 2006.
- [Huang 02] C. Huang, L. S. Davis and J. R. Townshend, “*An assessment of support vector machines for land cover classification*”, *Int. J. Remote Sens.*, vol. 23, no. 4, pp. 725-749, 2002.
- [Khalidoune 06] J. Khalidoune, “*Développement d’une méthode de mesure et de cartographie du gel du sol en milieu agricole à l’échelle d’un bassin versant à partir d’images radar monopolarisées, multipolarisées et polarimétriques*”, Thèse de Doctorat, Université du Québec, Canada, 2006.
- [Longépé 08b] N. Longépé, S. Allain and E. Pottier, “*Capabilities of full-polarimetric PAL-SAR/ALOS for snow extent mapping*”, *IEEE Int. Geosci. Remote Sensing Symposium*, 2008.
- [Martini 05] A. Martini, “*Téledétection d’un couvert neigeux en milieux alpins à partir de données SAR polarimétriques multi-fréquentielles et multi-temporelles*”, Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, France, 2005.
- [Oh 04] Y. Oh, K. Sarabandi and F.T. Ulaby, “*Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized Radar observations of bare soil surfaces*”, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 42, no. 3, pp. 596-601, 2004.
- [Schuler 99] D.L. Schuler, J.S. Lee and T.L. Ainsworth, “*Compensation of terrain azimuthal slope effects in geophysical parameter studies using polarimetric SAR data*”, *Remote Sensing Environ.*, vol. 69, pp. 139-155, 1999.

- [Shi 00] J. Shi and J. Dozier, “*Estimation of Snow Water Equivalence Using SIR-C/X-SAR, Part I : Inferring Snow Density and Subsurface Properties*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 38, no. 6, pp. 2465-2474, 2000.
- [Schwank 04] M. Schwank, M. Stähli, H. Wydler, J. Leuenberger, C. Mätzler and H. Flüher, “*Microwave L-band Emission of freezing soil*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 42, no. 6, pp. 1252-1261, 2004.
- [Vapnik 98] V. Vapnik, “*Statistical learning theory*”, Wiley-Interscience, 1998
- [Waske 07] B. Waske and J.A. Benediktsson, “*Fusion of Support Vector Machines for Classification of Multisensor Data*”, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 45, no. 12, pp. 3858-3866, 2007.
- [Webb 91] R.S. Webb, C.E. Rosenzweig and E.R. Levine, “*A global data set of soil particle size properties*”, NASA Technical memorandum 4286, Sept. 1991.

Conclusions et perspectives

Les changements climatiques poussent les climatologues et hydrologues à rechercher toujours plus d'informations sur le couvert neigeux. C'est dans ce contexte à l'issue encore incertaine que le travail présenté dans ce document trouve sa place : l'apport des capteurs SAR satellitaires en bandes L et C est démontré pour la télédétection de la cryosphère.

Pour cela, nous avons présenté dans un premier chapitre les atouts et les limitations actuelles des systèmes SAR pour la caractérisation des environnements naturels. Outre une possibilité d'imagerie à l'échelle globale, les capteurs SAR présentent la capacité d'imager l'environnement terrestre quelque soit la nébulosité ou la luminosité. Ces deux points représentent un véritable atout par rapport à l'imagerie optique. De plus, il est montré que les données acquises par ces capteurs sont fortement liées aux caractéristiques bio- et géo-physiques de la scène, et ce, avec des résolutions métriques. Pour chaque cellule de résolution, la sommation cohérente des ondes issues de chaque diffuseur induit cependant un bruit multiplicatif qu'il convient de filtrer. De plus, la visée latérale des capteurs SAR engendre des distorsions sur les images acquises sur des zones montagneuses. Ce point fait l'objet d'un traitement particulier. Les capteurs SAR actuelles permettent aussi de mesurer l'état de la polarisation de l'onde. L'étude de ces polarisations, i.e. la polarimétrie, permet d'apporter de nouvelles informations sur les propriétés de la zone observée. Afin d'appréhender le potentiel des données SAR polarimétriques, un formalisme mathématique associé a été présenté. Les représentations polarimétriques matricielles permettant de rendre compte de la modification de la polarisation d'une onde incidente provoquée par une scène naturelle ont été décrites. Trois théorèmes de décomposition polarimétrique ont ensuite été présentés. Ces théorèmes permettent l'analyse et l'interprétation de la réponse EM d'un milieu naturel. Des méthodes statistiques sont ensuite mises en place afin de classer les zones naturelles selon leurs propriétés polarimétriques. Ces méthodes basées sur une règle de décision au maximum de vraisemblance à partir de la densité de probabilité de Wishart complexe possèdent un fort potentiel de discrimination.

Avant d'exploiter ces données SAR polarimétriques dans le but d'estimer certaines propriétés du couvert neigeux, les différentes caractéristiques du manteau neigeux sont présentées. Ce deuxième chapitre permet à la fois d'introduire les différents paramètres de ce milieu mais aussi d'affiner les objectifs de cette étude. L'accent est porté sur la grande variabilité du couvert neigeux. Les manteaux neigeux présentent en effet de nombreuses caractéristiques dont une variabilité spatiale à l'échelle du massif, une stratification verticale mais aussi une grande variabilité pour les formes et les tailles des particules de glace le constituant. La chaîne météorologique SAFRAN/Crocus développée par Météo-France permet de simuler ce manteau neigeux à l'échelle du massif. Cette chaîne se base sur les conditions météorologiques et estime les différentes caractéristiques du couvert dont la stratigraphie et l'état de métamorphose de la neige. Ensuite, les paramètres de neige

nécessaires à une modélisation EM future sont définis. La texture de la neige est ainsi particulièrement étudiée. La relation entre les fonctions de distribution de paires et les fonctions de corrélation est présentée. Ce point permet en effet le passage d'un milieu discret dont les constituants sont des particules à un milieu aléatoire continu. Enfin, au delà de toute modélisation future, un modèle mathématique a été développé dans le but de décrire d'une manière totalement réaliste la répartition de l'eau liquide en anneaux autour des particules de glace.

En se basant sur le modèle mathématique précédent, les propriétés diélectriques de ces anneaux sont comparées avec celles d'une sphère d'eau liquide équivalente. Même si ces propriétés semblent intéressantes, les incertitudes liées à la forme exacte de ces anneaux limitent son utilisation dans le cadre d'une modélisation EM. C'est ainsi que le chapitre 3 détaille la rétrodiffusion d'un couvert neigeux composé de particules sphériques. Tout d'abord, l'approximation de diffusion indépendante est introduite par le biais de la théorie du transfert radiatif : la rétrodiffusion totale du manteau est alors considérée comme la somme incohérente des ondes provenant de chacune des particules. Cependant, il est démontré que cette approximation n'est pas valide pour un couvert neigeux et les théories permettant de simuler les effets de diffusion cohérente sont ensuite détaillées. La distinction est réalisée entre l'approche discrète de la théorie de la DMRT et celle de la SFT considérant un milieu aléatoire continu. Finalement, cette deuxième théorie est choisie. Il peut être noté que seuls les canaux en co-polarisation peuvent être simulés du fait de l'utilisation conjointe de la solution au 1^{er} ordre du transfert radiatif et d'une corrélation sphérique pour la texture de la neige. Une étude de sensibilité est ensuite réalisée afin de connaître l'importance de chacun des paramètres d'entrée du modèle. Pour cela, le modèle adjoint du modèle EM est implémenté. Au vu des éléments précédents, un modèle EM multi-couches est réalisé afin de tenir compte de la stratification du couvert neigeux. Ce modèle est particulièrement adapté au cas de la neige partiellement humide en bande C. Il est finalement validé à l'aide des profils stratigraphiques mesurés pendant le printemps 2004 mais aussi avec ceux estimés par le modèle météorologique Crocus. Pour cela, les données du capteur ASAR/ENVISAT sont utilisées. Finalement, la réponse de ce modèle EM multi-couches est améliorée par le biais d'une optimisation de la texture de la neige.

Dans le chapitre 4, la caractérisation du couvert neigeux à l'aide de données SAR en bande C est réalisée avec le modèle météorologique Crocus. Tout d'abord, les méthodes classiques de cartographie de la neige humide sont réalisées et comparées avec les simulations de Crocus. Il est montré que ces deux sources d'information semblent complémentaires. Alors que les données Crocus permettent d'estimer la stratigraphie du manteau neigeux et apportent une information sur la variabilité verticale du manteau, les données SAR apportent une information pertinente sur la variabilité spatiale avec une résolution métrique. Afin de combiner ces deux sources d'information, la rétrodiffusion EM à l'échelle du massif est simulée avec les profils stratigraphiques Crocus en entrée puis comparée avec les données ASAR. Une méthode appropriée est alors mise en place afin de réorganiser les profils Crocus par le biais d'une minimisation de la différence entre les simulations EM et les données ASAR mesurées. Des cartographies de la Teneur en Eau Liquide sont finalement présentées pour la fonte printanière de 2004 pour les massifs des Grandes Rousses et de l'Oisans. La méthode proposée s'avère très satisfaisante et représente une réelle possibilité pour le suivi de la fusion nivale.

Le dernier chapitre présente les potentiels des données SAR acquises très récemment par PALSAR/ALOS pour la caractérisation du couvert neigeux. L'étude réalisée constitue une première approche dans le cadre de la télédétection du couvert neigeux à l'aide de données SAR en bande L. Dans ce cadre, un site présentant des zones plates avec sol nu est sélectionné afin de minimiser l'incertitude sur l'influence du milieu sous-jacent. En effet, il a été montré dans le chapitre 3 que les ondes EM en bande L sont insensibles au volume de neige sèche et que seule la rétrodiffusion du sol à travers le manteau neigeux est prépondérante. C'est ainsi que les variations temporelles de la rétrodiffusion EM sont étudiées pour ce site à l'aide d'une série de huit acquisitions du capteur PALSAR/ALOS. Il est alors observé que la réponse polarimétrique d'une acquisition au dessus d'un milieu de neige sèche ou de neige humide se distingue de celle avec un sol nu sans neige. L'influence du gel du sol est aussi mise en avant. Afin de vérifier que ces observations ne sont pas liées aux changements de permittivité du sol, un modèle EM issu des études du chapitre 3 et adapté au cas de la neige sèche en bande L est réalisé. Les simulations EM réalisées confirment les observations du capteur PALSAR et démontrent que ces signatures sont liées à la fois aux changements de permittivité du sol mais aussi à la densité de la neige. Des méthodes statistiques sont alors réalisées afin de caractériser l'état du manteau neigeux et celui du milieu sous-jacent. Il est montré que les techniques basés sur les Machines à Vecteurs Supports permettent de classifier d'une manière plus efficace l'état d'humidité de la neige par rapport aux techniques classiques basées sur l'estimation du Maximum de Vraisemblance et la distribution de Wishart.

Les perspectives de ce travail sont nombreuses et peuvent être regroupées selon trois axes majeurs.

Le premier axe concerne la modélisation de la rétrodiffusion EM. En effet, un modèle EM adapté à la bande C et à la neige humide a été développé dans ce manuscrit. Cependant, sa validation n'a été réalisée qu'avec très peu de mesures terrain. De plus, il serait intéressant de développer un modèle adapté à la bande X dans l'optique de l'utiliser avec les données du nouveau capteur SAR TerraSAR-X. Le couplage de ces modèles EM avec un modèle météorologique tel que Crocus représente une voie à poursuivre. Cependant, la détermination de la texture de la neige sèche et/ou humide reste un point à explorer. La relation entre l'état de métamorphisme estimé par Crocus et la texture de la neige pour la SFT devra être étudiée plus en détails. L'ensemble de ces perspectives ne pourra se poursuivre que par le biais de nombreuses mesures *in situ*.

Le deuxième axe de recherche concerne la validation de la méthode développée dans le chapitre 4. Tout d'abord, le lancement de Radarsat II en décembre 2007 représente une réelle opportunité d'étendre les capacités de cette méthodologie en utilisant la polarimétrie. Il pourrait s'avérer intéressant de comparer les résultats obtenus avec un modèle météorologique permettant de prendre en compte les zones d'accumulation ou d'érosion. De même, la méthode proposée modifie l'estimation du manteau neigeux à un temps donné. Les données SAR pourraient permettre de mettre à jour les profils stratigraphiques Crocus dont l'évolution serait calculée à partir des profils précédents.

L'utilisation de données SAR en bande L a montré son efficacité pour la caractérisation de la neige sur des champs agricoles. Son application sur des zones alpines reste un challenge dans la mesure où les phénomènes liés à la rétrodiffusion du milieu sous-jacent ne sont pas totalement maîtrisés. De plus, un travail conséquent sur les effets de la topographie doit

être mené en fonction du milieu naturel concerné. Toutefois, ces méthodes utilisant des données de capteurs SAR en bande L représentent une voie non négligeable pour le suivi de la neige sur des zones non montagneuses. La rétrodiffusion EM des sols gelés devra alors être étudiée plus en détails.

Annexe

Annexe A

Convention des systèmes de coordonnées

Afin d'exprimer la relation entre les ondes incidentes et les ondes diffusées d'une cible, il est nécessaire de définir un système de coordonnées. En modélisation EM, la convention FSA (de l'anglais Forward Scattering Alignment) est principalement utilisée. Celle-ci est adaptée au cas général de la diffusion bistatique. Dans le cas de la configuration monostatique utilisée en télédétection radar, la convention BSA (de l'anglais Back Scattering Alignment) est préférée. Ces deux conventions diffèrent par la définition de leur base de polarisation en réception.

Base de polarisation d'émission

Cette base est définie par le trièdre direct $(\hat{k}_i, \hat{v}_i, \hat{h}_i)$. Il s'exprime en fonction de la base $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z})$ dans laquelle est représentée la scène selon :

$$\left. \begin{aligned} \hat{k}_i &= \sin \theta_i \cos \phi_i \hat{x} + \sin \theta_i \sin \phi_i \hat{y} - \cos \theta_i \hat{z} \\ \hat{h}_i &= -\sin \phi_i \hat{x} + \cos \phi_i \hat{y} \\ \hat{v}_i &= -\cos \theta_i \cos \phi_i \hat{x} - \cos \theta_i \sin \phi_i \hat{y} - \sin \theta_i \hat{z} \end{aligned} \right\} \quad (\text{A.1})$$

Systèmes de coordonnées en convention FSA

La base de polarisation FSA est représentée sur la figure A.1 par le trièdre $(\hat{k}_s, \hat{v}_s, \hat{h}_s)$ et définie par :

$$\left. \begin{aligned} \hat{k}_s &= \cos \phi_s \sin \theta_s \hat{x} + \sin \phi_s \sin \theta_s \hat{y} + \cos \theta_s \hat{z} \\ \hat{h}_s &= -\sin \phi_s \hat{x} + \cos \phi_s \hat{y} \\ \hat{v}_s &= \cos \phi_s \cos \theta_s \hat{x} + \sin \phi_s \cos \theta_s \hat{y} - \sin \theta_s \hat{z} \end{aligned} \right\} \quad (\text{A.2})$$

Dans le cas monostatique ($\theta_s = \theta_i$ et $\phi_s = \phi_i + \pi$ en convention FSA), les relations entre les vecteurs unitaires incidents et diffusés sont $\hat{k}_s = -\hat{k}_i$, $\hat{h}_s = -\hat{h}_i$ et $\hat{v}_s = \hat{v}_i$.

Systèmes de coordonnées en convention BSA

La direction de propagation de l'onde à la réception en BSA est opposée à celle du système FSA. La base de polarisation est alors illustrée sur la figure A.2 et définie par :

$$\left. \begin{aligned} \hat{k}_b &= -\hat{k}_s = -\cos \phi_s \sin \theta_s \hat{x} - \sin \phi_s \sin \theta_s \hat{y} - \cos \theta_s \hat{z} \\ \hat{h}_b &= -\hat{h}_s = \sin \phi_s \hat{x} - \cos \phi_s \hat{y} \\ \hat{v}_b &= \hat{v}_s = \cos \phi_s \cos \theta_s \hat{x} + \sin \phi_s \cos \theta_s \hat{y} - \sin \theta_s \hat{z} \end{aligned} \right\} \quad (\text{A.3})$$

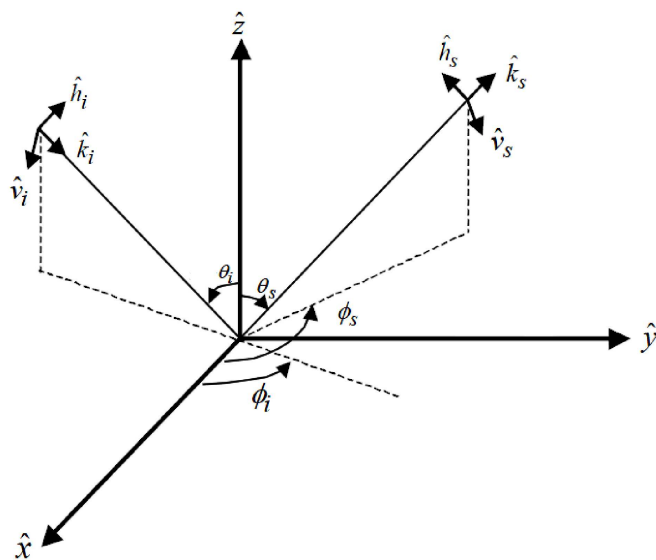


FIG. A.1 – Système de coordonnées en convention FSA.

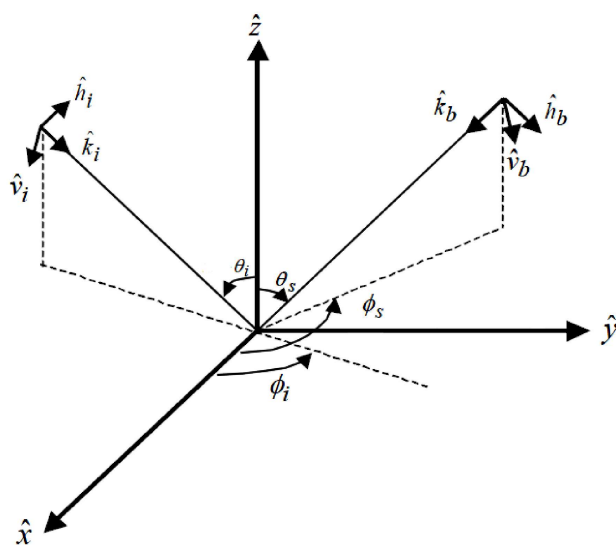


FIG. A.2 – Système de coordonnées en convention BSA.

Annexe B

Formules empiriques de la permittivité de la neige

De nombreuses formules empiriques permettent de calculer la permittivité de la neige selon qu'elle soit sèche (ϵ_{ds}) ou humide (ϵ_{ws}). Du fait de processus expérimentaux bien différents pour la mesure de la partie réelle et de la partie imaginaire, les modèles empiriques distinguent ces deux paramètres. Pour la partie réelle de la permittivité de la neige sèche, les modèles les plus courants sont :

$$\epsilon'_{ds} = \begin{cases} 1 + 1.83\rho_{ds} & \rho_{ds} \leq 0.5g/cm^3 \\ 0.51 + 2.88\rho_{ds} & \rho_{ds} \geq 0.5g/cm^3 \end{cases} \quad [\text{Hallikainen 86}] \quad (\text{B.1})$$

$$\epsilon'_{ds} = 1 + \frac{1.58\rho_{ds}}{1 - 0.365\rho_{ds}} \quad [\text{Mätzler 87}]. \quad (\text{B.2})$$

La partie imaginaire ϵ''_{ds} dans le cas de la neige sèche a été déterminée empiriquement [Tiuri 84] et dépend de la partie imaginaire de la glace ϵ''_{glace} selon :

$$\epsilon''_{ds} = \epsilon''_{glace}(0.52\rho_{neige} + 0.62\rho_{neige}^2) \quad (\text{B.3})$$

Pour le cas de la neige humide, les parties réelles et imaginaires sont calculées par l'approche de Debye modifiée [Hallikainen 86] valide pour une gamme de fréquence f de [3-15 GHz] :

$$\epsilon'_{ws} = A + \frac{0.073f_{eau}^{1.31}}{1 + (f/f_0)^2} \quad (\text{B.4})$$

$$\epsilon''_{ws} = \frac{0.073(f/f_0)f_{eau}^{1.31}}{1 + (f/f_0)^2} \quad (\text{B.5})$$

avec f_0 la fréquence de relaxation de l'eau égale à 9.07GHz et A un paramètre valant :

$$A = 1 + 1.83\frac{\rho_{ws} - f_{eau}}{1 - f_{eau}} + 0.02f_{eau}^{1.015} \quad (\text{B.6})$$

Annexe C

Modélisation de la rétrodiffusion électromagnétique d'un sol rugueux

L'IEM (en anglais Integral Equation Model) est un des modèles les plus utilisés pour simuler la réponse EM d'une surface. Ce modèle présente l'avantage d'être valide sur une large gamme de rugosité définie selon la longueur d'onde utilisée. Ce modèle se base sur l'approximation de Kirchhoff et ajoute un terme complémentaire lié aux multiples interactions de l'onde sur la surface.

Coefficient de rétrodiffusion

Dans le cas de surfaces de petite et moyenne rugosité, le coefficient de rétrodiffusion co-polaire s'exprime uniquement en fonction des composantes de diffusion simple selon [Fung 92] :

$$\sigma_{ppqq} \equiv \sigma_{ppqq}^s = \frac{k^2}{4\pi} \exp(-2k_z^2 \sigma_{sol}^2) \sum_{n=1}^{\infty} \sigma_{sol}^{2n} I_{pp}^n I_{qq}^{n*} \frac{1}{n!} W_{L_{sol}}^n(-2k_x, 0) \quad (C.1)$$

avec $k_x = k \cos \theta_i$, $k_z = k \sin \theta_i$ et $W_{L_{sol}}^n$ correspondant à la transformée de Fourier de la fonction de corrélation de la surface à la puissance n . Ce terme dépend de la longueur de corrélation L_{sol} . Enfin, l'intensité I_{pp}^n est égale à :

$$I_{pp}^n = (2k_z)^n f_{pp} \exp(-2k_z^2 \sigma_{sol}^2) + \frac{k_z^n [F_{pp}(-k_x, 0) + F_{pp}(k_x, 0)]}{2} \quad (C.2)$$

avec :

$$f_{vv} = 2R_{||} / \cos \theta_i \quad \text{et} \quad f_{hh} = -2R_{\perp} / \cos \theta_i \quad (C.3)$$

et

$$\left. \begin{aligned} F_{vv}(-k_x, 0) + F_{vv}(k_x, 0) &= \frac{2 \sin^2 \theta_i (1 - R_{||})^2}{\cos \theta_i} \left[1 - \frac{1}{\epsilon_r} + \frac{\epsilon_r - \sin^2 \theta_i - \epsilon_r \cos^2 \theta_i}{\epsilon_r^2 \cos^2 \theta_i} \right] \\ F_{hh}(-k_x, 0) + F_{hh}(k_x, 0) &= -\frac{2 \sin^2 \theta_i (1 - R_{\perp})^2}{\cos^3 \theta_i} (\epsilon_r - 1) \end{aligned} \right\} \quad (C.4)$$

où $R_{||}$ et R_{\perp} sont les coefficients de réflexion de Fresnel.

Pour la polarisation croisée, le coefficient de rétrodiffusion est par contre uniquement lié aux termes de diffusions multiples. Sa composante au 1^{er} ordre est nulle dans le cas de

la rétrodiffusion. Ce terme est calculé selon :

$$\begin{aligned} \sigma_{hvhv} \equiv \sigma_{hvhv}^m &= \frac{k^2}{8\pi^2} \exp(-2k_z^2 \sigma_{sol}^2) \\ &\sum_{m=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(k_z^2 \sigma_{sol}^2)^{m+n}}{m!n!} \int \int [|F_{hv}(u, v)|^2 + F_{hv}(u, v)F_{hv}^*(-u, -v)] \\ &W_{L_{sol}}^m(u - k_x, v)W_{L_{sol}}^n(u + k_x, v)dudv \end{aligned} \quad (C.5)$$

avec :

$$F_{hv}(u, v) = \frac{uv}{k \cos \theta_i} \left[\frac{8R^2}{\sqrt{k^2 - u^2 - v^2}} + \frac{-2 + 6R^2 + (1 + R)^2/\epsilon_r + \epsilon_r(1 - R)^2}{\sqrt{\epsilon_r k^2 - u^2 - v^2}} \right] \quad (C.6)$$

où $R = (R_{||} + R_{\perp})/2$. L'interaction des différentes composantes de rugosité de surface intervient à travers les intégrales sur u et v . Lorsque l'écart-type augmente, il n'est plus possible d'utiliser une telle approche qui se base sur l'utilisation d'un développement en série de Taylor valide seulement si $k\sigma_{sol} < 3$. Le modèle est alors modifié et peut se formuler dans le cas d'une fonction d'autocorrélation gaussienne par :

$$\sigma_{qqpp} = \frac{L_{sol}^2 f_{pp} f_{qq}^*}{16\sigma_{sol}^2 \cos^2 \theta_i} \exp\left(-\frac{L_{sol}^2 \sin^2 \theta_i}{4\sigma_{sol}^2 \cos^2 \theta_i}\right) \quad (C.7)$$

$$\sigma_{qpqp} = \frac{L_{sol}^2}{32\pi\sigma_{sol}^4 \cos^4 \theta_i} \int \int |F_{hv}(u, v)|^2 \exp\left(-L_{sol} \frac{(u - k_x)^2 + v^2}{2k_z^2 \sigma_{sol}^2}\right) dudv \quad (C.8)$$

Cas polarimétrique

Afin de simuler la réponse polarimétrique de la rétrodiffusion du sol, l'hypothèse de symétrie de réflexion, vérifiée en générale pour les surfaces nues, est considérée [Allain 03b]. Les termes E, F, G, H définis par Huynen (voir page 29) sont alors nuls : la corrélation entre les canaux co-polaires et cross-polaires est nulle. Le modèle de diffusion polarimétrique basé sur l'IEM est représenté sur la figure C.1. Du fait de la présence de neige, les modifications sur la longueur d'onde λ_0 , l'angle d'incidence θ_i ou le rapport de permittivité $\epsilon_{sol}/\epsilon_{air}$ y sont aussi indiquées.

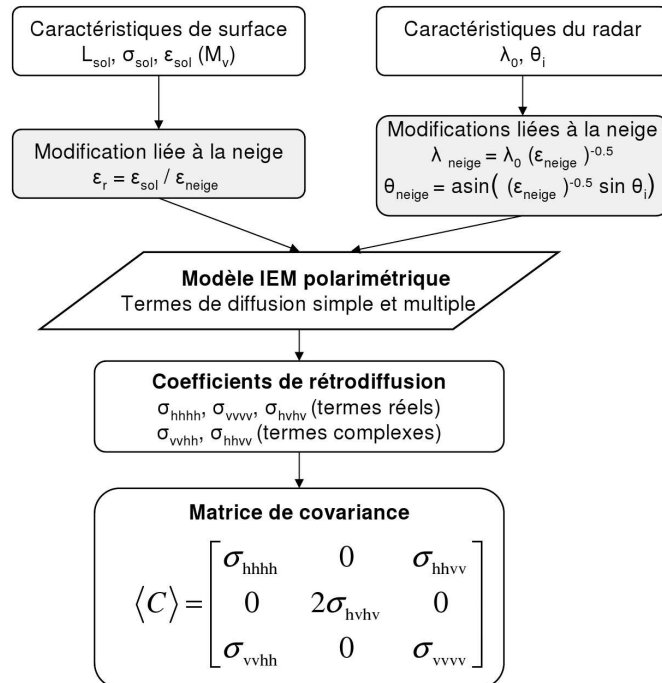


FIG. C.1 – Modèle de diffusion polarimétrique du sol et influence du couvert neigeux.

Résumé

Cette thèse traite de l'apport de l'imagerie SAR satellitaire en bandes L et C pour la caractérisation du couvert neigeux.

Un modèle électromagnétique (EM) permettant de simuler la rétrodiffusion de l'onde sur un couvert neigeux a été développé. Ce modèle prend en considération la structure verticale du manteau neigeux ainsi que l'état de métamorphose des différentes couches. Il est validé à l'aide de profils stratigraphiques mesurés et des données SAR acquises parallèlement par le capteur ASAR/ENVISAT en 2004.

L'originalité principale de cette étude consiste en l'association des données SAR à polarisation double avec le modèle météorologique Crocus développé par Météo-France. Dans le but de caractériser la variabilité spatiale des couverts neigeux alpins, les profils stratigraphiques Crocus sont réorganisés spatialement par le biais d'une optimisation de la réponse EM en bande C. Des cartographies du couvert neigeux sont réalisées avec une résolution métrique pour les massifs alpins des Grandes Rousses et de l'Oisans.

Finalement, le potentiel des données polarimétriques en bande L pour la caractérisation de la neige est étudié sur des zones rurales. Une méthode de cartographie basée sur les Machines à Vecteurs Supports est réalisée puis testée avec des données acquises par le capteur PALSAR/ALOS.

Mots-clés : Télédétection, radar à ouverture synthétique, couvert neigeux, modélisation électromagnétique, cartographie, polarimétrie.

Summary

This thesis concerns snow remote sensing using spaceborne SAR imagery at L- and C-Bands.

An electromagnetic (EM) backscattering model is developed to calculate radar backscatter from snow cover. This model takes into consideration both the vertical snowpack structure and the metamorphosis state of each snow layer. It is validated using *in situ* snow profiles and SAR data simultaneously acquired by the ASAR/ENVISAT sensor in 2004.

The main contribution of this study consists in the combination of dual-polarization SAR data with the meteorological Crocus model developed by Météo-France. To characterize the variability of alpine snowpack, Crocus snow profiles are spatially reorganized by minimizing the difference between simulated and measured C-Band SAR data. Snow characteristics maps have been created at SAR resolution level for the French massifs "Grandes Rousses" and "Oisans".

The potential of polarimetric L-Band SAR data for snow characterization is investigated in rural areas. A classification method based on Support Vector Machine techniques is developed and evaluated with SAR data acquired by the PALSAR/ALOS sensor.

Keywords : Remote sensing, synthetic aperture radar (SAR), snow cover, electromagnetic modeling, mapping, polarimetry.