



HAL
open science

Modifications des modèles de diffusion pour une meilleure compréhension de la mesure radar sur les sols agricoles nus.

Aurélie Le Morvan

► **To cite this version:**

Aurélie Le Morvan. Modifications des modèles de diffusion pour une meilleure compréhension de la mesure radar sur les sols agricoles nus.. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00583141

HAL Id: tel-00583141

<https://theses.hal.science/tel-00583141>

Submitted on 4 Apr 2011

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.

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE – PARIS VI**

Spécialité

Méthodes Physiques en Télédétection

(Ecole doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France)

Présentée par

Aurélie Le Morvan

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

**MODIFICATIONS DES MODELES DE DIFFUSION POUR
UNE MEILLEURE COMPREHENSION DE LA MESURE
RADAR SUR LES SOLS AGRICOLES NUS**

Soutenance prévue le 27 mai 2010

Devant le jury composé de :

Directeur de thèse	M. ZRIBI Mehrez	Chargé de Recherche, CNRS, CESBIO
Co-Directeur de thèse	M. BAGHDADI Nicolas	Directeur de Recherche, CEMAGREF
Présidente du jury	Mme PICON Laurence	Professeur des Universités, UPMC
Rapporteurs	Mme LOUMAGNE Cécile	Directeur de Recherche, CEMAGREF
	M. MOUGIN Eric	Directeur de Recherche, CNRS, LMTG
Examineurs	Mme DECHAMBRE Monique	Ingénieur de Recherche, CNRS, LATMOS
	M. DUSSEAUX Richard	Professeur des Universités, UVSQ
	Mme LE TOAN Thuy	Ingénieur de Recherche, CNRS, CESBIO

REMERCIEMENTS

Je tiens à dédier ces quelques lignes aux personnes qui m'ont soutenu durant ces trois années et un peu plus et qui ont fait de cette thèse une belle aventure.

Mes premiers remerciements s'adressent à mes encadrants, Mehrez Zribi, Monique Dechambre et Nicolas Baghdadi. Mehrez, je te remercie d'avoir accepté de diriger cette thèse, d'avoir valorisé les idées. Ta confiance m'a permis de terminer cette thèse dans de bonnes conditions. Je te remercie également Nicolas pour m'avoir encadré en particulier pour le traitement des images ainsi que pour ta disponibilité lors des campagnes de terrain. Un grand merci à Monique pour m'avoir épaulé et pour avoir pris le relais durant cette dernière année de thèse. Ta disponibilité (surtout au moment de la rédaction !) et les discussions autour de mon travail ont su rendre cette fin de thèse dynamique.

Je tiens également à remercier Danièle Hauser et Hervé de Féraud, respectivement actuel et ancien directeur, de m'avoir accueilli au sein du laboratoire CETP puis au LATMOS et de leur bienveillance.

Et si j'ai pu soutenir c'est grâce notamment aux membres du jury. Merci à Cécile Loumagne et Eric Mougin d'avoir accepté le rôle de rapporteur et pour toute l'attention portée à mes travaux de thèse, leurs conseils et leurs remarques avisées. Je souhaite remercier également Richard Dusséaux et Thuy Le Toan pour avoir examiné mon travail, pour leurs questions et remarque pertinentes. Un merci particulier à Laurence Picon qui a accepté de présider mon jury ainsi que du soutien déjà apporté tout au long de mon master.

Merci aux équipes des différents centres pour le traitement et la mise à disposition des données : le BRGM d'Orléans, l'INRA d'Avignon et le CEMAGREF d'Antony.

Je tiens à remercier chaleureusement mes collègues de l'équipe ESTER du LATMOS : Monique D. merci pour tout, Richard D. pour ses discussions sur l'électromagnétisme, Odile T. et Edwige V. pour nos discussions sur les 'mottes', Alain W. pour sa bienveillance et son omniscience, Denis B. pour ses blagues, Lucio B. pour ton aide informatique, Claire R. pour ton soutien et ta compréhension, Valérie C. pour ses remarques, Audrey M. pour la relecture, Philippe W., Gérard C, etc.... Marc B., Olivier C., Marion L. à votre tour, je vous souhaite

bon courage. Un grand merci à Farida M. pour ton soutien et la super nounou que tu as été pendant ma soutenance.

Merci aussi à tous ceux que j'ai rencontré durant cette thèse, je pense aux doctorants qui m'ont précédé Benoit C., Stéphane S-P., Abdu Aziz M., Abdelaziz K., Géraldine G., Fadela K., Raquel E., Lucas B. ainsi que tous les autres non-permanents que je n'ai pas nommé. Merci aussi aux membres du personnel administratif Céline F., Brigitte F., Judith K., Caroline G. et les 'ex-CETPciennes'.

Quatre personnes méritent des remerciements particuliers : Hassan avec qui j'ai partagé le bureau pendant plus de trois ans dans une ambiance chaleureuse, des discussions riches et variées, des fous rires, des échanges culinaires... bref une belle amitié est née ; merci pour ton calme, ton écoute, ta générosité et de tes conseils libanais ; et nos co-bureaux Mickaël, Kaouthar et Thaïs, merci pour les moments de détente quotidiennes et les discussions/échanges autour de mon travail, je vous souhaite plein de bonnes choses pour la suite.

Pour finir, je remercie mes amis et ma famille qui ont cru en moi et de leur soutien. Je remercie spécialement mes parents, Guy et Françoise, qui m'ont laissée le libre choix dans mes études et qui m'ont fait confiance. Enfin, je remercie mon mari Wilfried qui m'a toujours soutenue depuis mon entrée à l'Université, et cela pendant dix ans, et qui a réussi à me supporter pendant les hauts et les bas durant ces trois années de thèse. Et puis un dernier petit mot à mon fils Malo, le plus beau chapitre de ma thèse : tes sourires m'ont donné la force d'aller au bout de cette aventure.

A mon fils Malo,

SOMMAIRE

Introduction générale.....	1
Chapitre 1 Généralités	7
I.1 Introduction	7
I.2 Télédétection radar	8
I.2.1 Paramètres instrumentaux	9
I.2.1.1 Fréquence	9
I.2.1.2 Polarisation.....	10
I.2.1.3 Angle d'incidence	11
I.2.2 Le coefficient de rétrodiffusion.....	11
I.3 Interaction des ondes électromagnétiques avec une surface	12
I.3.1 Cas d'une surface lisse	12
I.3.2 Cas d'une surface rugueuse.....	14
I.4 Description de la surface	17
I.4.1 Description statistique d'une surface rugueuse	17
I.4.1.1 Distribution et écart type des hauteurs	18
I.4.1.2 La fonction d'autocorrélation.....	18
I.4.1.3 La longueur de corrélation	20
I.4.2 Différentes mesures de la rugosité	20
I.4.2.1 Rugosimètre ou profilomètre à aiguilles	20
I.4.2.2 Rugosimètre laser.....	22
I.4.2.3 Stéréovision.....	23
I.4.3 Différentes méthodes descriptives d'une surface rugueuse	23
I.4.3.1 La dimension fractale D	24
I.4.3.2 Fonction d'autocorrélation	24
I.4.3.3 Le paramètre Z_s	24
I.4.3.4 Méthode des facettes	25
I.4.3.5 Paramètre L_{opt}	25
I.4.3.6 Power Law Spectrum	26
I.4.4 Taux d'humidité de la surface du sol	26
I.4.4.1 Constante diélectrique	26
I.4.4.2 Mesure <i>in situ</i>	28
I.5 Les modèles de rétrodiffusion	31

I.5.1	Modèles empiriques et semi empiriques	32
I.5.2	Modèles analytiques	34
I.5.3	Modèles numériques	39
I.6	Conclusion.....	40
Chapitre 2 : Prise en compte du profil d'humidité du sol dans la modélisation IEM		
.....		41
II.1	Introduction	41
II.2	Les mesures	42
II.2.1	Site d'étude.....	42
II.2.1.1	Villamblain.....	42
II.2.1.2	Avignon.....	43
II.2.2	Mesure d'humidité	43
II.2.3	Mesure de rugosité	48
II.2.4	Mesures satellites	50
II.2.4.1	Images radar et optique	51
II.2.4.2	Etalonnage radiométrique des images ASAR	53
II.2.4.3	Géoréférencement des images et extraction des parcelles tests	53
II.2.4.4	Normalisation des données.....	55
II.2.5	Analyse de la corrélation entre les mesures d'humidité et les mesures radar ..	57
II.3	Modélisation IEM	60
II.3.1	Comportement du modèle	60
II.3.2	Modélisation multi couche avec le modèle IEM.....	61
II.3.2.1	Permittivité en multi couche	62
II.3.2.2	Modification des coefficients de réflexion de Fresnel	62
II.4	Applications et Résultats.....	65
II.4.1	Comparaison entre les données simulées et réelles.....	65
II.4.2	Comparaison des deux versions du modèle	66
II.5	Conclusion.....	71
Chapitre 3 : Nouvelle modélisation de la constante diélectrique : introduction de poches d'air.....		73
III.1	Introduction	73
III.2	Problématique.....	74
III.3	Campagnes expérimentales	76
III.3.1	Orgeval	76

III.3.2	Pays de Caux	77
III.3.3	Résultats sur les mesures de rugosité	77
III.4	Modèle de rétrodiffusion IEM.....	78
III.4.1	Analyse de la corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité .	79
III.4.2	Comparaison entre les données simulées et mesurées	82
III.4.3	Introduction d'une nouvelle constante diélectrique apparente.....	87
III.4.4	Résultats	88
III.4.5	Analyse de σ° à partir de la nouvelle constante diélectrique	89
III.5	Conclusion.....	94
Chapitre 4 Nouvelle description des surfaces agricoles : Analyse de la		
rétrodiffusion d'une surface rugueuse		95
IV.1	Introduction	95
IV.2	Génération de profils	96
IV.2.1	Génération d'un profil du sol	96
IV.2.2	Introduction des mottes de terre	99
IV.2.3	Estimation de la nouvelle fonction de corrélation.....	104
IV.3	Modélisation numérique.....	108
IV.3.1	Rappel de la méthode des moments	108
IV.3.2	Modèle Numérique de rétrodiffusion.....	109
IV.3.2.1	Polarisation HH	111
IV.3.2.2	Polarisation VV	114
IV.4	Applications et Résultats.....	115
IV.4.1	Simulations pour différents paramètres.....	115
IV.4.1.1	Pas d'échantillonnage.....	115
IV.4.1.2	Longueur du profil	117
IV.4.1.3	Ecart type des hauteurs.....	117
IV.4.2	Influence des mottes sur la rétrodiffusion	119
IV.4.3	Analyse du comportement de la rétrodiffusion en fonction de la méthode de génération de la surface.....	122
IV.5	Conclusion.....	125
Conclusion Générale		127
Références Bibliographiques.....		131
Annexes		139

TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 1. 1 : Géométrie d'acquisition radar.	8
Figure 1. 2 : Schéma représentant la polarisation du champ électrique.	10
Figure 1. 3 : Réflexion et réfraction sur une interface plane.	13
Figure 1. 4 : schéma représentant la différence de phase entre deux rayons réfléchis par 2 points de la surface rugueuse.	14
Figure 1. 5 : Schéma de la distribution d'énergie pour différentes rugosités.	16
Figure 1. 6 : Profil 1D d'une surface rugueuse.	17
Figure 1. 7 : Exemple d'une fonction de corrélation.	19
Figure 1. 8 : Photo d'un rugosimètre à aiguilles.	21
Figure 1. 9 : Rugosimètre Laser.	22
Figure 1. 10 : Caméra sur une plate forme pour la stéréovision.	23
Figure 1. 11 : Exemple de relation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité volumique entre 0-5cm et l'écart-type des hauteurs.	32
Figure 1. 12: Domaine de validité des modèles analytiques.	35
Figure 2. 1 : Variation de l'humidité volumique en fonction de la profondeur du sol.	47
Figure 2. 2 : Géométrie d'acquisition radar.	52
Figure 2. 3 : Image radar SAR et image optique SPOT-5 au niveau du site d'étude Villamblain.	54
Figure 2. 4 : Illustration de l'interpolation linéaire entre le signal radar moyen pour les différentes parcelles et les angles incidents, en configuration IS1.	56
Figure 2. 5 : Illustration de l'interpolation polynomiale entre le signal radar moyen pour les différentes parcelles et les angles incidents, en configuration IS2.	56
Figure 2. 6 : Graphique représentant le comportement du signal radar en fonction de l'humidité du sol mesuré à différentes profondeurs.	58
Figure 2. 7 : Analyse de la sensibilité du modèle IEM en fonction de la rugosité et humidité.	61
Figure 2. 8 : Représentation conceptuelle des 3 couches.	62
Figure 2. 9 : Comparaison entre les données simulées et réelles.	65
Figure 2. 10 : Comparaison des valeurs du coefficient de rétrodiffusion, obtenues pour les deux versions du modèle IEM, en fonction de l'humidité moyenne mesurée.	67
Figure 2. 11 : Comparaison des valeurs du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'humidité pour chaque parcelle test des sites d'Avignon et de Villamblain.	68
Figure 2. 12 : Comparaison des simulations deux versions du modèle, pour les données d'humidité des deux sites.	69
Figure 2. 13 : Comparaison entre les données simulées et réelles.	70
Figure 3. 1 : Photo de mottes de terre (Orgeval, 2008).	74
Figure 3. 2 : Schéma illustrant les fractions d'air.	75
Figure 3. 3 : Rugosité des parcelles tests.	78
Figure 3. 4 : Illustration de simulations avec IEM en fonction de l'humidité du sol, pour différentes valeurs de rugosité en bande C.	80
Figure 3. 5 : Illustration de simulations avec IEM, en fonction de l'humidité du sol, pour différentes valeurs de rugosité en bande L.	81
Figure 3. 6 : Comparaison entre σ° simulé et σ° radar.	83
Figure 3. 7 : Etude de sensibilité du paramètre de rugosité Z_s	84

Figure 3. 8 : Comparaison entre les mesures radar et les simulations en fonction de la rugosité du sol Z_s	86
Figure 3. 9 : Variation du paramètre en fonction du paramètre de rugosité du sol Z_s	88
Figure 3. 10 : Variation de $ R^2 $ en fonction de l'humidité.	90
Figure 3. 11 : Illustration des effets de la fraction d'air sur la relation linéaire entre l'humidité du sol et le signal radar simulé	92
Figure 4. 1 : Illustration d'un profil exponentiel et d'un profil gaussien	98
Figure 4. 2 : Graphique illustrant les mottes	100
Figure 4. 3 : Graphique illustrant le profil exponentiel.....	100
Figure 4. 4 : Graphique illustrant la somme du profil exponentiel et des mottes	101
Figure 4. 5 : Exemple de surfaces générées pour et comparaison avec les différentes tailles de mottes.	103
Figure 4. 6 : Représentation des fonctions de corrélation pour les surfaces générées avec différentes tailles de mottes	105
Figure 4. 7 : Représentation des fonctions de corrélation pour les surfaces générées avec différentes tailles de mottes.....	106
Figure 4. 8 : Géométrie de la diffusion	110
Figure 4. 9 : Représentation de σ° (dB) en fonction de l'angle d'incidence.....	116
Figure 4. 10 : Représentation du coefficient de rétrodiffusion (dB) en fonction de l'angle incident ($^\circ$), pour différentes longueurs des N profils.....	117
Figure 4. 11 : Représentation du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle incident	118
Figure 4. 12 : Représentation σ° simulé par IEM pour $s=5\text{mm}$, $s=6\text{mm}$, $s=7\text{mm}$, $s=9\text{mm}$, $s=10\text{mm}$, $s=12\text{mm}$	119
Figure 4. 13 : Simulation de σ° pour deux profils exponentiel ($s=7\text{mm}$, $s=5\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$), et pour deux distributions de tailles de mottes différentes	120
Figure 4. 14 : Simulation du coefficient de rétrodiffusion pour deux profils exponentiel ($s=7\text{mm}$, $s=5\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$), et pour deux distributions de distances entre mottes différentes.....	121
Figure 4. 15 : Représentation de la distribution des pentes de la surface pour différents profils	122
Figure 4. 16 : Comparaison entre coefficient de rétrodiffusion calculé à partir de profils incluant les mottes et à partir du profil sans mottes ayant les mêmes statistiques 's' et 'l'.	125
Tableau 1. 1 : Bande de fréquence utilisée en imagerie radar,.....	9
Tableau 1. 2 : Classification des particules du sol selon leur taille.....	27
Tableau 2. 1 : Densité moyenne des parcelles tests	44
Tableau 2. 2 : Description des parcelles visitées durant la campagne	49
Tableau 2. 3 : Caractéristiques et paramètres des différents sites d'études.....	50
Tableau 2. 4 : Caractéristiques des images radar	52
Tableau 3. 1 : Caractéristique des images radar SAR	76
Tableau 4. 1 : Statistiques des profils générés avec et sans mottes.....	101
Tableau 4. 2 : Paramètres statistiques initiaux des profils exponentiels	118

ACRONYMES

AIEM	Advanced Integral Equation Model
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
AMETHYST	Analyse Multi-echelle de l'Etat Hydrique des Sols par Télédétection
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
AVNIR	Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer
BRGM	Bureau de Recherche Géologiques et Minières
CEMAGREF	Centre d'Etude au Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts
CETP	Centre D'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaire
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
ENVI	ENvironment for Visualizing Images
ENVISAT	ENVironnemental SATellite
ERS	European Remote Sensing satellite
ESA	European Space Agency / Agence Spatiale Européenne
GOM	Geometrical Optics Model
GPS	Global Positioning System
HRVIR	Haute Résolution dans le Visible et l'InfraRouge
IDL	Interactive Data Language
IEM	Integral Equation Model
INRA	Institut National de Recherche Agronomique
LATMOS	Laboratoire, Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer
MIRAS	Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
PALSAR	Phase Array L-band Synthetic Aperture Radar
PCS	Point de Contrôle au Sol
PIR	Proche Infra Rouge
POM	Physical Optics Model
RADAR	Radio Detection And Ranging
RADARSAT	RADAR SATellite
ROI	Region Of Interest
RSO	Radar à Synthèse d'Ouverture
SAR	Synthetic Aperture Radar
SIR-C	Spaceborne Imaging Radar-C
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPM	Small Perturbation Model
SPOT	Satellite Pour L'observation de la Terre
SSA	Small-Slope Approximation
TDR	Time Domain Reflectometry
TerraSAR-X	Synthetic Aperture Radar, bande X
TOSCA	comité Terre solide, Océan, Surfaces Continentales et Atmosphère

Introduction générale

L'étude et la modélisation du fonctionnement des surfaces continentales ainsi que leurs interactions avec l'atmosphère sont des thèmes de recherche essentiels pour la compréhension de la machine climatique de la Terre. Ces surfaces échangent en permanence, à l'interface, de la quantité de mouvement, de l'énergie, de l'eau et des constituants chimiques comme le carbone, l'azote, etc.... Pour ce qui concerne l'hydrologie continentale, il s'agit de mieux comprendre les processus qui entrent en jeu dans le cycle de l'eau et quantifier les échanges de matière et d'énergie.

Les états de surface contrôlent essentiellement la répartition de la pluie entre le stockage dans le sol, l'infiltration souterraine, le ruissellement et l'évapotranspiration. Les caractéristiques hydrodynamiques, la rugosité et la couverture végétale sont des déterminants principaux dans les processus hydrologiques (interception de l'eau par le sol et son retour vers l'atmosphère) et de ceux associés à l'érosion [Ambroise 1999 ; Auzet *et al.* 2005].

Bien que l'humidité de surface du sol ne présente qu'une faible proportion de la quantité d'eau sur Terre, c'est un paramètre clé dans les différents processus intervenant dans le cycle hydrologique (cycle de l'eau). [Jackson *et al.* 1996]. Elle joue un rôle majeur à l'interface entre l'atmosphère et les surfaces continentales. La connaissance de l'humidité est nécessaire pour évaluer les ressources en eau et pour effectuer les bilans hydriques. L'information sur la distribution spatiale de l'humidité des sols permet ainsi d'optimiser la réaffectation de l'eau pendant les périodes de sécheresse, en plus d'être un support à la prévision et à la gestion des inondations. D'un point de vue agronomique, l'humidité du sol est une variable cruciale pour le développement des cultures. Elle est utilisée pour la surveillance et permet une meilleure gestion de l'irrigation. Elle permet ainsi une agriculture de précision.

Une autre caractéristique dont il faut tenir compte est la rugosité. C'est un paramètre physique qui caractérise l'état de surface d'un objet. Pour les sols agricoles, la rugosité définit le micro-relief de la surface du sol à l'échelle des mottes et est due aux petits accidents de terrain (naturels, techniques de culture). La connaissance de l'état de rugosité de la surface est nécessaire pour la compréhension des différents processus. C'est un paramètre principal dans l'estimation des capacités de stockage d'eau sur la surface du sol et dans la modélisation du

ruissellement. Ce dernier phénomène a une grande influence sur les processus d'érosion [Roose 1996] et détermine les inondations suite à un événement pluvieux.

Il existe de nombreuses méthodes expérimentales *in situ* pour mesurer l'humidité de surface d'un sol [Gardner 1986 ; Topp *et al.* 1980]. Or ces mesures sont lourdes à mettre en œuvre si l'on veut des estimations suffisamment denses spatialement pour le suivi régulier de ce paramètre.

Ainsi, la communauté scientifique a mis en évidence depuis plusieurs années le potentiel de l'observation spatiale pour l'estimation de ce paramètre. La télédétection spatiale est moins coûteuse qu'un suivi régulier, plus fiable que des mesures de terrain, la répétitivité des mesures permet un échantillonnage temporel régulier et donne accès à une spatialisation de l'information à des échelles qui peuvent être très fines. Elle a déjà apporté une forte contribution pour la compréhension des différents processus physiques intervenant sur les surfaces continentales. Afin de restituer l'état hydrique du sol sur les premiers centimètres, plusieurs capteurs spatiaux sont utilisés :

- Les capteurs optiques « infrarouge » : la mesure de la température de surface permet d'estimer la quantité d'eau stockée dans le sol, disponible pour l'évapotranspiration. (Capteur HRVIR de la plateforme SPOT-4¹, MERIS² de ENVISAT, AVNIR de ALOS [Rosenqvist *et al.* 2004])
- Les capteurs passifs « micro-ondes » comme les radiomètres, qui mesurent la température de brillance émise par le sol, qui est fonction de la température du sol, de la rugosité et de la présence d'eau. Le satellite SMOS, lancé en novembre 2009, embarque un radiomètre bande L nommé MIRAS. Il va permettre une cartographie globale de l'humidité des sols et de la salinité des océans à basse résolution spatiale (50km) [Kerr *et al.* 2001].
- Les capteurs actifs comme le radar, dont le signal rétrodiffusé par la surface dépend de la rugosité et de l'état hydrique à travers la constante diélectrique de la surface. Les satellites ERS1-2³, ASAR/ENVISAT², RADARSAT-1/2⁴, PALSAR/ALOS⁵, TerraSAR-X [Pitz et Miller 2010], ont à leur bord un Radar à Synthèse d'Ouverture RSO (SAR en Anglais).

¹ www.spotimage.fr

² <http://envisat.esa.int/instruments>

³ <http://earth.esa.int/ers>

⁴ <http://www.asc-csa.gc.ca>

⁵ <http://www.eorc.jaxa.jp>

Le travail présenté dans cette thèse concerne des études menées sur la dépendance d'un signal radar vis à vis des paramètres cités plus haut.

L'intérêt d'un capteur actif est son utilisation de jour comme de nuit, et aux longueurs d'onde utilisées, quasiment insensible aux conditions météorologiques. Le capteur actif permet la maîtrise de la source d'énergie, contrairement au capteur passif dont la source est le soleil, et donc d'avoir le choix dans les paramètres qui vont caractériser cette source. Pour l'Observation de la Terre, on distingue deux catégories d'instruments actifs, les non imageurs (certains altimètres, diffusiomètres) et les imageurs qui fournissent une image à partir d'un balayage temporel de la cible, comme le SAR. Dans ce domaine des micro-ondes, le signal radar est sensible à l'humidité de surface mais également à la rugosité du sol. La technique radar a apporté une forte contribution pour l'estimation de l'humidité [Ulaby *et al.* 1982 ; Ulaby *et al.* 1986 ; Ulaby *et al.* 1996 ; Bruckler *et al.* 1988 ; Beaudoin *et al.* 1990 ; Cognard *et al.* 1995 ; Bindlish et Barros 2000, Baghdadi *et al.* 2001 ; Zribi *et al.* 2006a ; Zribi 2006b ; Zribi *et al.* 2008a]. L'avantage des capteurs SAR est la bonne résolution spatiale des images qu'ils fournissent. Cependant, même si ces données provenant des SAR opérationnels offrent un fort potentiel pour le suivi des paramètres des surfaces continentales, la complexité des signaux rend non triviale l'exploitation des images SAR.

La modélisation a été développée dans le but de relier le signal radar aux paramètres physiques de la surface du sol [Rice 1951 ; Beckman et Spizzichino 1963 ; Ulaby *et al.* 1986 ; Fung *et al.* 1992]. Certains modèles permettent, à travers une modélisation mathématique, d'analyser le comportement du signal radar en fonction des paramètres de la surface (humidité, état de surface) et des caractéristiques du radar (fréquence, polarisation, angle de visé). D'autres modèles, basés sur les relations établies à partir de données réelles, permettent l'inversion du signal radar et ainsi d'estimer l'humidité de surface [Oh *et al.* 1992 ; Dubois *et al.* 1995 ; Shi *et al.* 1997 ; Zribi *et al.* 2002].

Suite à l'analyse du comportement du signal radar, on peut développer des modèles d'inversion plus robustes, et ainsi choisir les configurations optimales pour inverser le signal radar ou bien développer de nouvelles missions spatiales.

Plusieurs travaux ont été menés dans le but d'étudier cette relation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité de surface. Cependant un écart est observé entre les données

simulées et réelles [Rakotoarivony *et al.* 1996 ; Mattia *et al.* 1997 ; Wang *et al.* 1997 ; Zribi *et al.* 1997 ; Holah *et al.* 2005 ; Baghdadi et Zribi 2006a ; Lievens *et al.* 2009]. Cet écart est lié aux incertitudes des mesures des paramètres de la surface et du modèle. Cette difficulté est en partie liée à la méconnaissance de l'état de surface. La description de la rugosité est d'un intérêt fondamental dans la modélisation de la rétrodiffusion reliant la surface du sol au signal radar mesuré [Ogilvy 1991 ; Fung 1994].

Mon travail s'articule autour de deux axes. Le premier est de contribuer à l'amélioration de la description de la surface et le second est de mieux comprendre le comportement du signal radar à travers la modélisation de la rétrodiffusion d'un modèle analytique IEM (Integral Equation Model).

La finalité principale est de réduire l'écart entre les données réelles et simulées à partir de modèles analytiques ou numériques.

La problématique est posée sous la forme de deux questions :

- Quels sont les développements, basés sur les paramètres physiques du sol, que l'on peut apporter à la modélisation ?
- Quelles sont les améliorations que l'on peut apporter au niveau de la description d'un sol agricole ?

Ce manuscrit s'organise autour de ces deux réflexions. Pour répondre à ces questions, nous proposons des développements sur différents paramètres. Nous nous sommes intéressés à la variation de l'humidité de surface sur les premiers centimètres de parcelles agricoles, à la constante diélectrique du sol, ainsi qu'à une représentation plus réaliste des profils du sol en tenant compte des mottes de terre.

Le premier chapitre introduit les notions sur la télédétection radar et sur l'interaction des ondes électromagnétiques sur les surfaces rugueuses. Nous effectuons une description de la surface d'un sol à travers les paramètres de rugosité, d'humidité de surface et constante diélectrique ainsi que les différentes méthodes pour estimer ces paramètres. Enfin, nous présentons plusieurs modèles électromagnétiques de rétrodiffusion, fondés sur différentes approches. Quatre catégories de modèles permettent de relier le signal rétrodiffusé aux

paramètres physiques du sol : les modèles empiriques, semi-empiriques, et les modèles théoriques analytiques et numériques.

Le deuxième chapitre présente l'analyse de l'effet induit sur le signal radar par l'introduction d'un profil d'humidité dans un modèle analytique de diffusion de surface (IEM). Les différents sites d'études sont décrits et une première analyse des mesures d'humidité et de rugosité de surface est présentée. Enfin, nous comparons les simulations faites à partir du modèle IEM initial et celui incluant le développement en multi-couche.

Au troisième chapitre, nous introduisons dans notre modèle analytique une nouvelle constante diélectrique. Elle tient compte de la composition air/sol pour représenter au mieux les parcelles agricoles. Sur celles-ci apparaissent des poches d'air incluses entre les mottes de terre. Dans nos mesures terrain, cette portion d'air est négligée. Nous décrivons la nouvelle constante diélectrique et analysons les résultats découlant de son introduction dans le modèle analytique.

Enfin, dans le chapitre quatre, nous cherchons à obtenir une description plus réaliste des parcelles agricoles. Nous souhaitons introduire l'aspect des petites mottes de terre à la surface du sol. Pour cela, nous créons de nouveaux profils bidimensionnels incluant des mottes de différentes tailles. Afin d'effectuer une analyse de la rétrodiffusion à partir de cette nouvelle description, nous utilisons un modèle numérique, basé sur la méthode des moments. Nous présentons en dernière partie de ce chapitre les résultats que nous avons obtenus et l'influence que cela apporte sur les paramètres descriptifs de la rugosité.

Chapitre 1 Généralités

I.1 Introduction

Ce premier chapitre est consacré à l'introduction de la télédétection radar, son principe de mesure et ses caractéristiques instrumentales. Quelques rappels sont introduits en section I.2 sur les ondes électromagnétiques et leurs interactions avec des surfaces rugueuses.

Dans cette thèse, notre étude porte sur les surfaces continentales agricoles nues. Ainsi, la section I.3 de ce chapitre décrit les paramètres descriptifs d'humidité et de rugosité de surface. Pour finir ce chapitre, je présente plusieurs modèles électromagnétiques de rétrodiffusion, fondés sur différentes approches, qui permettent de simuler le signal radar en le reliant aux paramètres géophysiques de la surface du sol, principalement l'humidité et la rugosité.

I.2 Télédétection radar

Le Radar, capteur actif pour l'observation de la Terre, opère dans le domaine des fréquences micro-ondes du spectre électromagnétique (300 MHz à 30 GHz).

Le principe du radar, pour l'observation des surfaces, consiste à émettre une onde électromagnétique dans une configuration choisie (fréquence, polarisation, angle de visée). Cette onde se propage dans l'espace jusqu'à la surface observée et une partie de l'énergie émise est renvoyée dans la direction d'observation. On dit alors que l'énergie est rétrodiffusée. Elle est fonction à la fois des caractéristiques du système et de la nature de la surface (propriétés électriques et état de surface).

En introduction générale, nous avons déjà cité les avantages du radar dont son utilisation de jour comme de nuit et la quasi insensibilité aux conditions météorologiques. Pour l'observation de la Terre, la plupart des radars sont des radars SAR qui fournissent des images avec une bonne résolution spatiale (de l'ordre de 30m en azimuth pour ASAR/ENVISAT, ERS). C'est ce produit transformé qu'on exploite pour estimer les paramètres de surfaces.

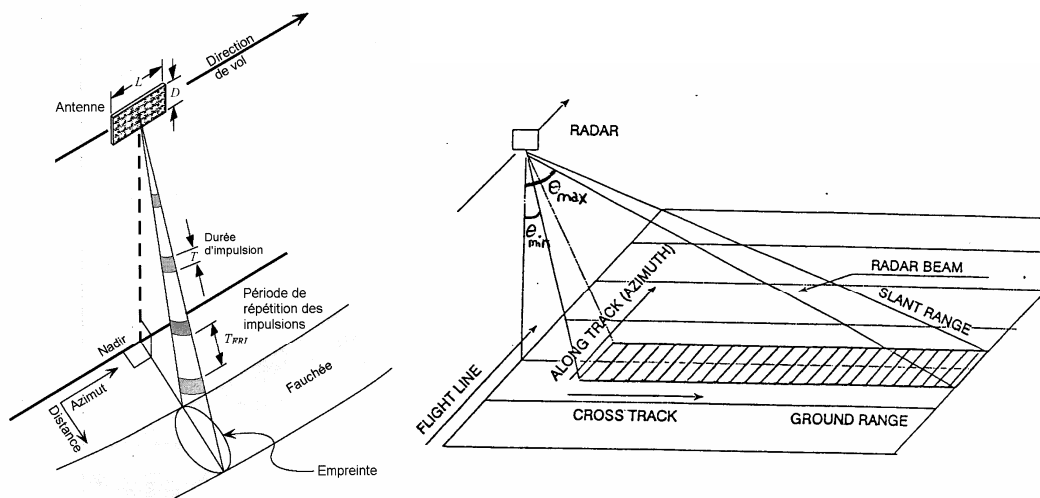


Figure 1. 1 : A gauche géométrie d'acquisition radar ; A droite géométrie d'une image radar

La Synthèse d'Ouverture est une technique qui s'applique aux systèmes radar à visée latérale, permettant d'améliorer la résolution géométrique (Figure 1. 1), à l'aide de différents traitements. D'une part, le principe de la compression d'impulsion permet d'augmenter la résolution en distance (simuler une impulsion de signal très brève à partir d'une impulsion physique longue). D'autre part, la focalisation des échos Doppler d'une cible permet d'améliorer la résolution géométrique dans la direction azimutale. Ce traitement de la phase

du signal permet de simuler une antenne de grande taille, à partir d'une antenne de moindre dimension, d'où le nom de 'Synthèse d'Ouverture'.

Ces deux traitements permettent de meilleures résolutions géométriques et aboutissent donc à des produits d'imagerie plus intéressants.

Dans notre étude, nous utilisons, en particulier, les images du radar ASAR de la plateforme ENVISAT. Il possède une résolution spatiale fine de 30m x 30m, en bande C (5,3 GHz). Il succède à ERS-1/2, lancé respectivement en 1991 et 1995, fonctionnant également en bande-C. Le capteur ASAR dispose de capacités accrues en termes de couverture, de gamme d'angle d'incidence et de polarisation, par rapport à ERS. Le plus récent est TerraSAR-X, (9,65 GHz), lancé en 2007, possède une résolution spatiale de 1m. En Annexe 1, un tableau résume les caractéristiques de plusieurs radars SAR spatiaux dédiés à l'Observation de la Terre.

I.2.1 Paramètres instrumentaux

Les paramètres instrumentaux décrits dans cette sous-section sont la fréquence, la polarisation et l'angle d'incidence.

I.2.1.1 Fréquence

Les gammes de fréquence dans le domaine des micro-ondes (de 0.3 à 300 GHz), correspondent respectivement aux longueurs d'onde comprises entre 1m et 1mm.

Pour l'observation de la Terre, les bandes de fréquences particulièrement utilisées en imagerie radar sont résumées dans le tableau ci-dessous.

bande	Fréquence	Longueur d'onde
L	0.39-1.55 GHz	76.9-19.3 cm
C	4.20-5.75 GHz	7.1-5.2 cm
X	5.75-10.9 GHz	5.2-2.7 cm
Ku	10.9-22 GHz	2.7-1.36 cm

Tableau 1. 1 : Bande de fréquence utilisée en imagerie radar

La pénétration de l'onde dans le milieu étudié, c'est-à-dire le sol, dépend de la longueur d'onde. Plus la longueur d'onde est grande, plus l'onde pénètre.

$$\delta_p \cong \frac{\lambda \sqrt{\varepsilon'}}{2\pi \sqrt{\varepsilon''}} \quad \text{E 1. 1}$$

Avec δ_p l'épaisseur de peau qui est liée la profondeur de pénétration, λ la longueur d'onde, ε' et ε'' les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique du milieu. Cette constante est complexe dans un milieu quelconque, hormis pour l'air.

I.2.1.2 Polarisation

La polarisation est une propriété de l'onde électromagnétique qui décrit l'orientation du champ électrique \vec{E} dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation (Figure 1. 2). Pour les radars existant dans le domaine de l'observation de la Terre, il s'agit d'une polarisation linéaire suivant deux directions. Par exemple le radar ASAR d'ENVISAT peut émettre et recevoir dans les deux polarisations horizontale (H) ou verticale (V), et permet ainsi d'avoir 4 configurations d'émission-réception, non simultanées, suivant le mode de fonctionnement : en polarisation parallèle HH, VV, et en polarisation croisée VH, HV.

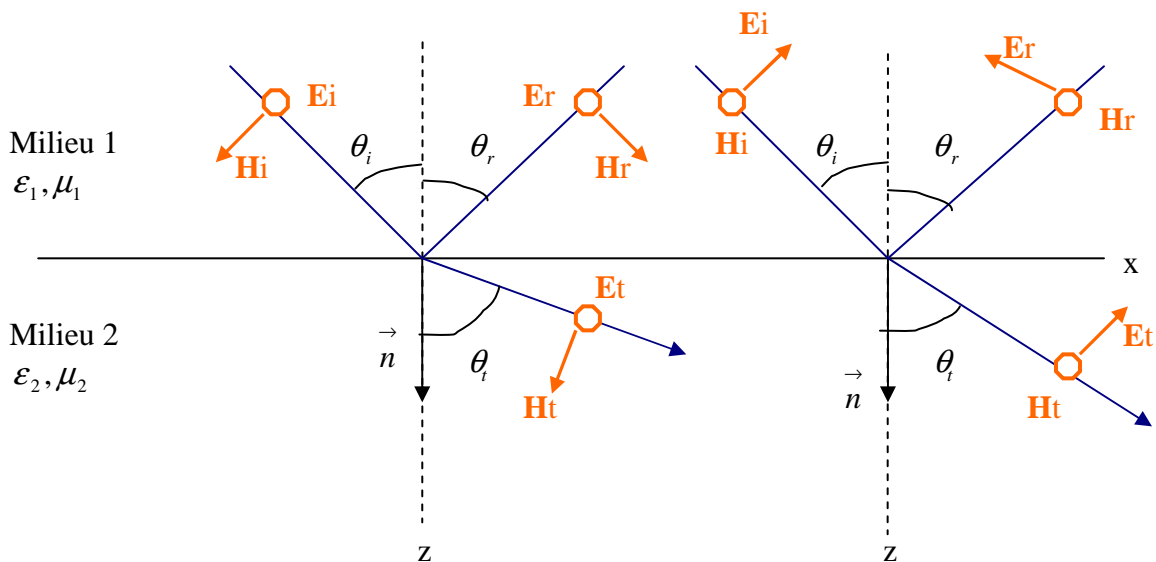


Figure 1. 2 : Schéma représentant la polarisation du champ électrique, à gauche polarisation perpendiculaire, à droite polarisation parallèle [Ishimaru 1991].

Avec : - Eᵢ, Eᵣ et Eₜ respectivement le champ électrique incident, réfléchi et transmis

- H_i, H_r, H_t respectivement le champ magnétique incident, réfléchi et transmis
- $\theta_i, \theta_r, \theta_t$ respectivement l'angle d'incidence, réfléchi et transmis
- ϵ la constante diélectrique (ou permittivité diélectrique) du milieu
- μ la perméabilité diélectrique du milieu

I.2.1.3 Angle d'incidence

L'angle d'incidence est l'angle entre la direction de propagation incidente et la normale à la surface, dans le plan de propagation. La première génération de radar satellitaire possédait une visée fixe (ERS-1 θ_i centré à 23°). D'autres capteurs ont bénéficié d'antennes à visées variables pouvant acquérir des images avec des angles d'incidence allant de 20° à 50° pour RADARSAT-1 et de 15° à 45° pour ASAR.

A partir des images SAR, nous cherchons à extraire le coefficient de rétrodiffusion, décrit dans le prochain paragraphe.

I.2.2 Le coefficient de rétrodiffusion

Le coefficient de rétrodiffusion σ^0 est le paramètre radar classique que l'on calcule à partir de la puissance reçue [Ulaby *et al.* 1986 ; Fung 1994].

Pour des mesures de rétrodiffusion radar, dans le cas d'une cible étendue, la puissance moyenne totale reçue sur une surface illuminée A_0 est donnée par l'équation suivante :

$$P_r = \iint_{A_0} \frac{P_e G_e G_r \lambda^2 \sigma^0}{(4\pi)^3 R_e^2 R_r^2} ds \quad \text{E 1. 2}$$

Où σ^0 est le coefficient de rétrodiffusion.

Avec P_r, P_e : puissance reçue et émise.

λ : longueur d'onde du radar.

R : distance radiale entre le radar et la cible.

G_e, G_r : gain de l'antenne d'émission et de réception.

Le coefficient de rétrodiffusion s'exprime également en terme des champs diffus et incident.

On note \vec{E}_s , le champ électrique diffusé par la surface et \vec{E}_i , le champ incident à la surface.

$$\sigma^0 = \frac{\langle \sigma \rangle}{A_0} = \frac{4\pi R^2 \langle |E_s|^2 \rangle}{A_0 |E_i|^2} \quad \text{E 1. 3}$$

A_0 : aire de la surface illuminée

$\langle \rangle$: opérateur de moyenne

Comme introduit dans le paragraphe I.2.1.2, l'onde émise par le radar est polarisée dans une certaine direction. Le coefficient de rétrodiffusion dépend donc des polarisations des antennes d'émission et de réception. Lorsque l'onde incidente est polarisée suivant la direction \vec{p} et que l'on observe dans la direction \vec{q} , alors le coefficient de rétrodiffusion s'écrit :

$$\sigma_{pq}^0 = \frac{4\pi R^2 \langle |\vec{E}_s^{\vec{p} \cdot \vec{q}}|^2 \rangle}{A_0 |E_i|^2} = \frac{4\pi R^2 \langle |E_s^{pq}|^2 \rangle}{A_0 |E_i|^2} \quad \text{E 1. 4}$$

L'onde émise par le radar interagit avec une surface. Dans la partie suivante, nous nous intéressons à cette interaction pour deux types de surfaces : les surfaces lisses et les surfaces rugueuses. Sur une surface lisse, l'onde est réfléchiée dans la direction spéculaire alors que pour une surface rugueuse, une composante de diffusion apparaît.

I.3 Interaction des ondes électromagnétiques avec une surface

I.3.1 Cas d'une surface lisse

Pour ce type de surface, les ondes électromagnétiques suivent les lois de Snell-Descartes. On calcule les coefficients de réflexion de Fresnel résultant pour ce type de surface [Ishimaru 1991].

Les coefficients de Fresnel interviennent dans la description du phénomène de réflexion-réfraction des ondes électromagnétiques à l'interface de 2 milieux dont l'indice de réfraction est différent (Figure 1. 3).

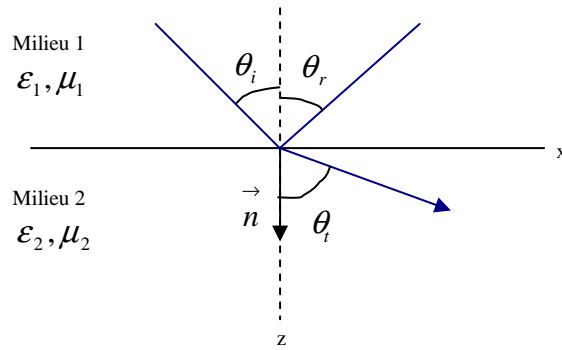


Figure 1. 3 : Réflexion et réfraction sur une interface plane

Les milieux 1 et 2 ont respectivement les perméabilités et permittivités (μ_1, ϵ_1) et (μ_2, ϵ_2) , θ_i l'angle d'incidence, θ_r l'angle réfléchi et θ_t l'angle de transmission. Les indices de réfraction

de ces milieux sont donnés par : $n_1 = \sqrt{\frac{\mu_1 \epsilon_1}{\mu_0 \epsilon_0}}$ (E 1. 5) et $n_2 = \sqrt{\frac{\mu_2 \epsilon_2}{\mu_0 \epsilon_0}}$ (E 1. 6).

Ces coefficients expriment les liens entre les amplitudes des ondes réfléchies et réfractées par rapport à l'amplitude de l'onde incidente.

On définit le coefficient de réflexion en amplitude **R** et le coefficient de transmission (ou de réfraction) en amplitude **T** du champ électrique tel que :

$$R = \frac{E_{0,réfléchi}}{E_{0,incident}} \quad \text{E 1. 7}$$

$$T = \frac{E_{0,transmis}}{E_{0,incident}} \quad \text{E 1. 8}$$

Cas où le champ électrique est perpendiculaire au plan d'incidence

$$R_{\perp} = \frac{n_1 \cos \theta_i - n_2 \cos \theta_t}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t} \quad \text{E 1. 9}$$

$$T_{\perp} = \frac{2n_1 \cos \theta_i}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t}$$

Cas où le champ électrique est dans le plan d'incidence, composante parallèle

$$R_{//} = \frac{\left(\frac{1}{n_2}\right) \cos \theta_t - \left(\frac{1}{n_1}\right) \cos \theta_i}{\left(\frac{1}{n_2}\right) \cos \theta_t + \left(\frac{1}{n_1}\right) \cos \theta_i} \quad \text{E 1. 10}$$

$$T_{//} = \frac{\left(\frac{2}{n_2}\right) \cos \theta_i}{\left(\frac{1}{n_2}\right) \cos \theta_t + \left(\frac{1}{n_1}\right) \cos \theta_i}$$

Avec, $\cos \theta_t = \left[1 - \left(\frac{n_1}{n_2}\right)^2 \sin^2 \theta_i \right]^{1/2}$ E 1. 11

I.3.2 Cas d'une surface rugueuse

Le premier à avoir étudié la diffusion d'une onde sur une surface rugueuse fût Rayleigh en 1877. Il considéra le problème d'une onde plane monochromatique à incidence normale sur une surface sinusoïdale. Le critère de Rayleigh permet de déterminer le degré de rugosité d'une surface [Ogilvy 1991 ; Ulaby *et al.* 1986].

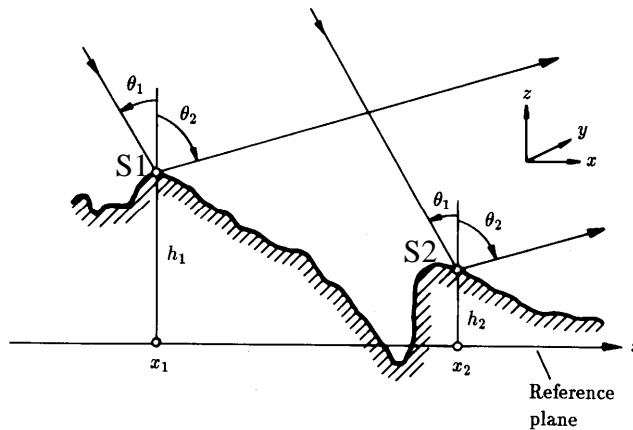


Figure 1. 4 : Schéma représentant la différence de phase entre deux rayons réfléchis par 2 points S1 et S2 de la surface rugueuse.

Pour une surface caractérisée par l'écart type des hauteurs s , le paramètre de Rayleigh s'écrit :

$$R_a = ks \cos \theta \quad \text{E 1. 12}$$

Avec $k=2\pi/\lambda$, k le nombre d'onde et λ la longueur d'onde.

- Pour $R_a < \pi/4$, la surface est considérée comme lisse.
- Pour $R_a > \pi/4$, la surface est considérée comme rugueuse.

Le critère de Rayleigh s'exprime également sous la forme suivante :

$$s < \frac{\lambda}{8 \cos \theta} \quad \text{E 1. 13}$$

Il existe également un second critère, le « critère de Fraunhofer », utilisé pour définir la distance de l'antenne en champ lointain mais qui requière que le maximum de différence de phase entre les rayons allant du centre et du bord de l'antenne doit être inférieur à $\pi/8$ radians.

La surface est considérée comme lisse si ce critère vérifie :

$$s < \frac{\lambda}{32 \cos \theta} \quad \text{E 1. 14}$$

Ces critères ont besoin d'être affinés pour mieux caractériser la surface.

Le critère de Rayleigh considère deux catégories de surfaces : les surfaces dites « lisses » et les surfaces « rugueuses », mais reste un critère arbitraire. Cependant, il illustre un point important sur le fait que la rugosité n'est pas une propriété intrinsèque de la surface mais elle dépend des propriétés de l'onde électromagnétique. Ce sont la fréquence et l'angle d'incidence qui vont déterminer la rugosité de la surface, c'est-à-dire sa « rugosité effective ». Une surface apparaîtra d'autant plus rugueuse lorsque la longueur d'onde incidente est petite ou que l'angle d'incidence est proche de la normale à la surface [Ogilvy 1991].

Sur la Figure 1. 5, on retrouve le diagramme de diffusion d'une surface. Quand le signal interagit avec une surface lisse, l'onde est réfléchie.

Lorsque le signal interagit avec une surface rugueuse, une composante diffuse apparaît. L'onde diffusée par une surface est composée de deux parties. La première est la partie cohérente qui correspond à la partie diffusée dans la région proche de la direction spéculaire et qui résulte d'une réflexion simple de l'onde sur la surface. La seconde est la partie incohérente qui correspond à l'énergie diffusée dans toutes les autres directions. Elle provient des interactions multiples de l'onde avec les composantes de rugosité de la surface et des diffusions simples de l'onde pour des surfaces rugueuses. La part de l'énergie incohérente diffusée, principalement dues aux diffusions multiple de l'onde, augmente avec la rugosité. Sur une surface fortement rugueuse, le champ est entièrement diffus.

Dans la suite du chapitre, nous décrivons un sol naturel à l'aide de sa rugosité et de ses statistiques, de l'humidité et de sa texture.

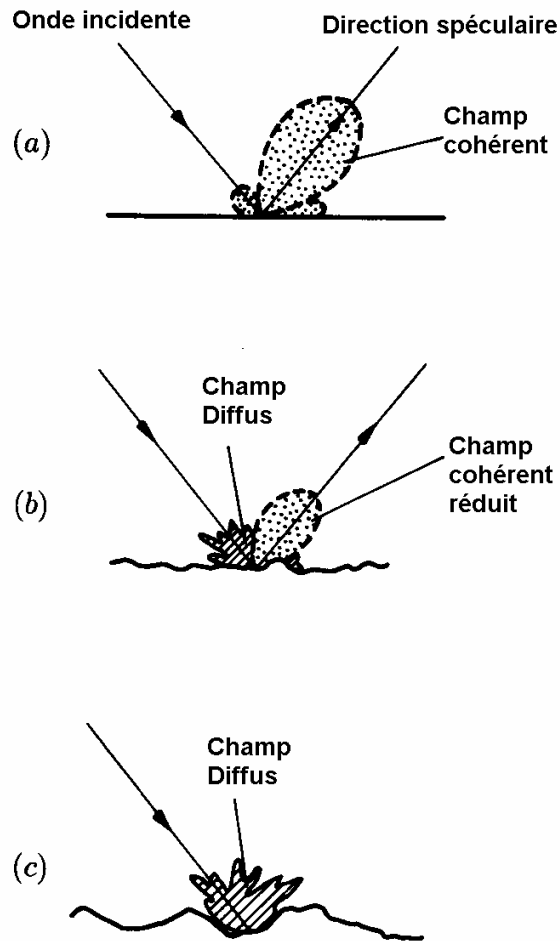


Figure 1.5 : Schéma de la distribution d'énergie pour différentes rugosités, (a) surface lisse, (b) surface légèrement rugueuse et (c) surface très rugueuse, (source Ogilvy 1991).

I.4 Description de la surface

En premier abord, la question qu'on se pose est la suivante : comment peut-on définir si un matériau est rugueux ? On met alors en valeur la notion de surface lisse ou rugueuse.

En section I.2, le critère de Rayleigh met en avant l'importance de la longueur d'onde λ ($\lambda = \frac{c}{f}$, c la célérité, f la fréquence de l'onde) et l'angle d'incidence θ . Plus la longueur d'onde est grande plus la surface apparaît lisse.

Une surface naturelle est généralement décrite par ses propriétés diélectriques, ainsi que par sa rugosité qui est directement liée à la géométrie de la surface. Afin de définir la rugosité de surface, il convient d'étudier les propriétés statistiques qui la constituent. Nous recensons par la suite les différentes méthodes de mesure de la rugosité. Le second paramètre caractéristique d'une surface naturelle est sa teneur en eau. Elle est mesurée soit par une méthode directe (gravimétrique) soit par méthodes géophysiques (Time Domain Refractometry, sondes à neutrons, sondes capacitives, etc.).

I.4.1 Description statistique d'une surface rugueuse

La description statistique d'une surface consiste à définir une fonction d'autocorrélation des hauteurs, un écart type des hauteurs s et une longueur de corrélation l . A partir de ces paramètres, on définit la rugosité.

Une surface rugueuse peut être assimilée à un processus stochastique [Ulaby *et al.* 1982 ; Papoulis 1991] et est constituée d'une infinité de variables aléatoires. Elle est généralement décrite à partir d'un plan de référence. La nature aléatoire d'une surface rugueuse est décrite par sa hauteur h (plan Oz) par rapport à la surface de référence, plan (O, x, y), et la variation de ces hauteurs le long de cette surface (Figure 1. 6) [Ogilvy 1991 ; Saillard 1990].



Figure 1. 6 : Profil d'une surface rugueuse

I.4.1.1 Distribution et écart type des hauteurs

Les déviations de la surface par rapport à la surface lisse de référence sont représentées par la fonction $h(\mathbf{r})$, où h est la hauteur de surface et \mathbf{r} le vecteur position des points sur la surface de référence :

$$\langle h \rangle_s = \int_{-\infty}^{\infty} h p(h) dh = 0 \quad \text{E 1. 15}$$

avec $p(h)$ la densité de probabilité des hauteurs, et $p(h)dh$ est la probabilité pour qu'un point soit à une hauteur comprise entre h et $h+dh$

Et $\langle \rangle_s$: opérateur de la moyenne d'ensemble sur la surface.

L'écart type des hauteurs exprime la variation de la hauteur du sol et dépend des pratiques agricoles, de la pluie et de l'érosion.

A partir de l'équation E1.15, on définit l'écart type des hauteurs :

$$s = \sqrt{\langle h^2 \rangle_s} \quad \text{E 1. 16}$$

Dans le cas d'un profil à une dimension comportant N points :

$$s = \left[\frac{1}{N-1} \left(\sum_{i=1}^N h_i^2 - N \bar{h}^2 \right) \right]^{1/2} \quad \text{E 1. 17}$$

avec la moyenne $\bar{h} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N h_i$

La densité de probabilité des hauteurs ne décrit les propriétés statistiques de la surface que pour une position donnée et ne permet pas de la caractériser entièrement. Ainsi, deux surfaces de densités de probabilités identiques peuvent présenter des comportements différents. Il faut donc tenir compte de la corrélation des hauteurs des différents points de la surface.

I.4.1.2 La fonction d'autocorrélation

La fonction d'autocorrélation normalisée est définie par :

$$C(R) = \frac{\langle h(r)h(r+R) \rangle_s}{s^2} \quad \text{E 1. 18}$$

Avec R la distance séparant deux points de la surface et s l'écart type des hauteurs.

Lorsque R augmente, la valeur de $C(R)$ va tendre vers zéro. L'allure de la décroissance de la fonction d'autocorrélation dépend du type de surface. La vitesse de décroissance est fonction de la distance pour laquelle deux points sont considérés comme non corrélés.

Dans les modèles de rétrodiffusion, deux types de fonctions d'autocorrélation sont souvent utilisés. Historiquement, la fonction d'autocorrélation a été considérée comme gaussienne dans le calcul des expressions mathématiques des modèles analytiques. Cependant, plusieurs mesures expérimentales sur sols nus ont montré que la fonction d'autocorrélation exponentielle est plus proche de la description de ces sols que la gaussienne [Ulaby *et al.* 1982 ; Oh *et al.* 1992 ; Rakotoarivony 1995 ; Zribi *et al.* 1997 ; Shi *et al.* 1997].

Exponentielle : $C(x) = e^{-|x|/l}$ E 1. 19

Gaussienne : $C(x) = e^{-x^2/l^2}$ E 1. 20

Avec l la longueur de corrélation.

La fonction d'autocorrélation permet d'introduire la notion de longueur de corrélation, autre paramètre statistique de la surface.

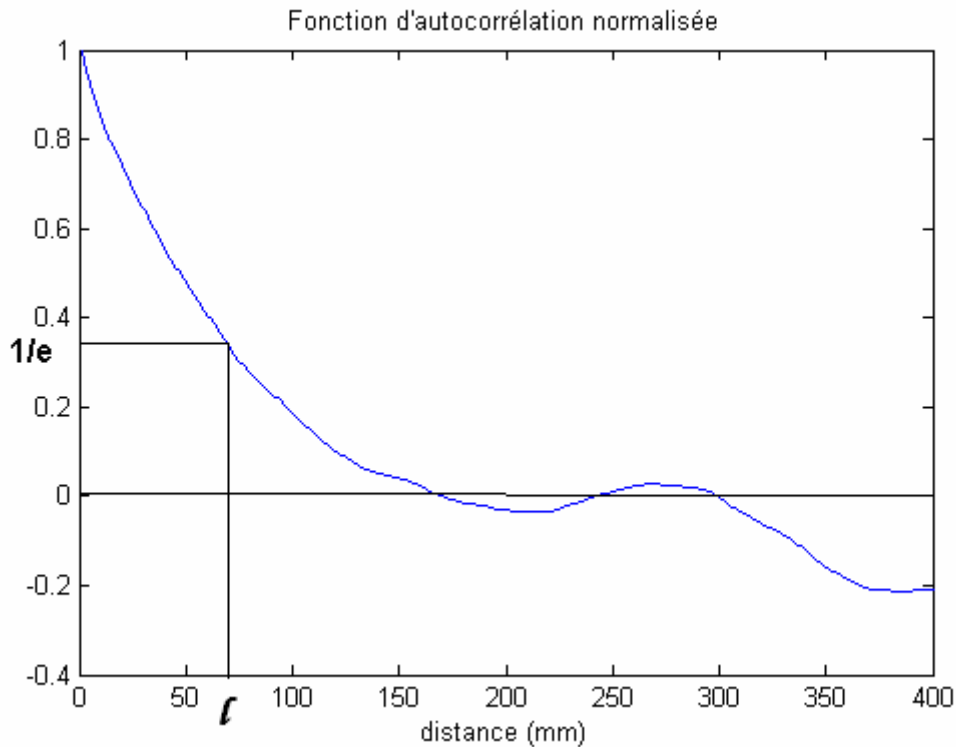


Figure 1. 7 : Exemple d'une fonction de corrélation, l longueur de corrélation

I.4.1.3 La longueur de corrélation

Elle est évaluée à partir de la fonction d'autocorrélation des hauteurs normalisées. La longueur de corrélation l est définie comme la distance pour laquelle la fonction d'autocorrélation vaut :

$$C(l) = \frac{1}{e} = 0,3679 \quad \text{E 1. 21}$$

La longueur de corrélation fournit une référence pour estimer l'indépendance statistique de deux points sur une surface. Si deux points sont séparés par une distance supérieure à la longueur de corrélation, leurs hauteurs respectives sont considérées comme statistiquement indépendantes. Dans le cas limite d'une surface parfaitement lisse, tous les points sont corrélés entre eux, la longueur de corrélation est infinie.

I.4.2 Différentes mesures de la rugosité

La description de la rugosité est d'un intérêt fondamental dans la modélisation de la relation de rétrodiffusion reliant la surface du sol au signal radar mesuré. Il existe différentes techniques pour la mesure de la rugosité du sol dans le cadre de la modélisation radar.

Le signal radar est très sensible à la rugosité du sol. Ainsi, pour modéliser la rétrodiffusion et inverser le signal, pour restituer que ce soit l'humidité ou la rugosité, il est important d'avoir un paramétrage de la rugosité de surface le plus réaliste possible. Les mesures *in situ* de la rugosité font appel à plusieurs outils décrits dans cette partie.

I.4.2.1 Rugosimètre ou profilomètre à aiguilles

Le rugosimètre à aiguilles est l'un des instruments les plus courants pour acquérir un profil de rugosité. Des aiguilles mobiles coulissent verticalement sur un socle fixe, et épousent la surface du sol de manière à recréer sa forme devant une référence millimétrée (Figure 1. 8). Pour la plupart des campagnes expérimentales, les longueurs de profils mesurées sont comprises entre 1 à 3m. L'espacement entre aiguilles variant également entre 0.5cm et 2cm, suivant le système. Les altitudes relatives des aiguilles sont photographiées et numérisées par la suite. L'inconvénient de cet outil est l'obtention d'une mesure moins précise par rapport à un rugosimètre laser, mais sa maniabilité permet son déplacement sur toute la zone étudiée.



Figure 1. 8 : Photo d'un rugosimètre à aiguilles

Pour l'estimation de l'**écart type des hauteurs**, [Bryant *et al.* 2007] ont conclu que 20 profils de 3m de longueurs étaient nécessaires pour obtenir une estimation correcte de s .

Dans la littérature, pour des zones agricoles, les valeurs de s sont généralement comprises entre 0.25cm (champs qui a été semé) et 4cm (champs qui a été labouré) [Baghdadi *et al.* 2008b].

Pour l'estimation de la **longueur de corrélation**, les études montrent une forte variabilité des valeurs, qui dépend de la longueur du profil utilisé, avec une augmentation tendant vers une valeur constante avec l'allongement de la longueur de profil. [Baghdadi *et al.* 2008b] indique que les longueurs de corrélation en zone agricole varient généralement de $2\text{cm} < l < 20\text{ cm}$.

Différentes études expérimentales et théoriques ont été menées depuis ces quinze dernières années afin d'analyser la sensibilité des paramètres statistiques de la rugosité aux différents protocoles de mesures liées à la longueur de profil, le nombre de profils et le pas d'échantillonnage [Fung et Chen 1985 ; Oh et Kay 1998 ; Davidson *et al.* 2000 ; Mattia *et al.* 2003].

[Oh et Kay 1998] ont montré que pour obtenir une précision de 10% sur l'écart type des hauteurs ' s ', la longueur du profil doit être supérieure à $40l$ et pour une précision de 10% sur la longueur de corrélation ' l ', il faut un profil supérieur à $200l$. Pour 40 profils de $50l$, ils obtiennent un écart type par rapport à la moyenne de 7.6% sur l'estimation de ' s ' et de 25.1% sur l'estimation de ' l '. Pour une précision de $\pm 5\%$, ils ont montré que l'échantillonnage ne devait pas dépasser $0.2l$ pour l'estimation de la longueur de corrélation et $0.5l$ pour l'écart type des hauteurs.

[Zribi *et al.* 2006a] ont montré que 10 profils de 2m de longueur avec un pas de 1cm, permettent la convergence des estimations avec une précision suffisante ($\pm 10\%$).

Les données de rugosité issues des différentes campagnes utilisées dans cette thèse font appel à cette méthode. Selon le site d'étude, la longueur du rugosimètre et le pas d'échantillonnage peuvent varier. Cependant le nombre de profils recueillis sur chaque parcelle test est resté constant et au nombre de dix, dans la direction parallèle et perpendiculaire aux sillons.

I.4.2.2 Rugosimètre laser

Le principe de mesure du rugosimètre laser en ligne est la triangulation. Le dispositif optique, permettant de réaliser la triangulation, est composé de deux diodes laser créant une ligne laser sur la surface à mesurer et d'une caméra CCD permettant l'acquisition des profils micro-topographiques. Ce dispositif est monté sur un chariot mobile installé sur un rail d'entraînement. (Figure 1. 9) Cet instrument est utilisé en laboratoire pour la micro-topographie des sols sur des bacs expérimentaux, mais il peut être également utilisé sur le terrain.

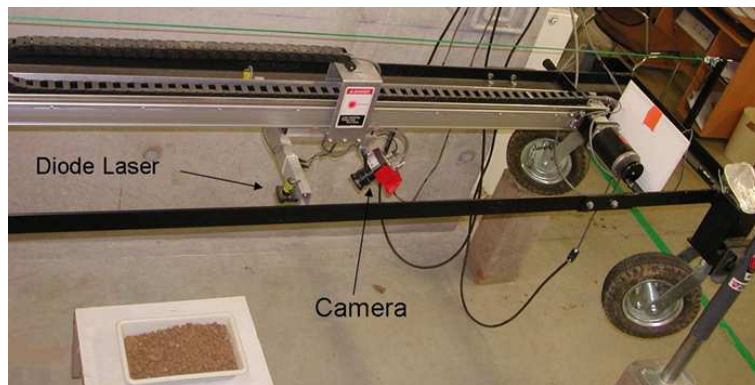


Figure 1. 9 : Rugosimètre Laser (source INRA, Orléans)

Le rugosimètre laser est considéré comme l'outil offrant la meilleure précision, de l'ordre du millimètre, dans la mesure d'un profil du sol. En revanche la mise en œuvre limite son utilisation.

Ces deux types de mesures décrites précédemment, ne peuvent donner que des profils (2 D), contrairement à la stéréovision qui permet d'obtenir des profils (3 D).

I.4.2.3 Stéréovision

La stéréovision est une autre méthode pour obtenir une bonne description géométrique. Cette technique fait appel à la reconstruction tridimensionnelle du sol à partir d'images issues de deux caméras. [Zribi 1998] a utilisé une base de données constituée d'images tridimensionnelles du sol. Elles ont été réalisées grâce à la technique de stéréovision, et possèdent une précision de l'ordre du millimètre. L'avantage de cette technique est une acquisition de la structure en 3-dimensions, avec une bonne résolution. L'inconvénient est un dispositif lourd à mettre en place, pour obtenir une image de la surface d'environ 1m².

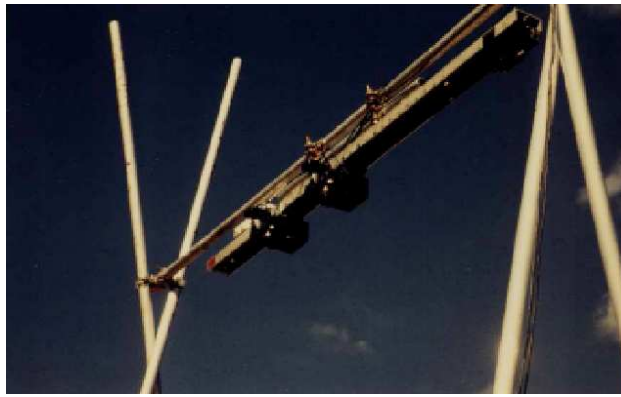


Figure 1. 10 : Caméra sur une plate forme pour la stéréovision

De ces trois techniques, c'est le rugosimètre à aiguille qui nous a permis d'effectuer nos mesures de rugosité lors des campagnes. Cette partie expérimentale est exploitée aux chapitres 2 et 3.

I.4.3 Différentes méthodes descriptives d'une surface rugueuse

L'écart type des hauteurs, la longueur de corrélation et la fonction d'autocorrélation sont calculés à partir des profils du sol. Ce sont les paramètres utilisés pour la description de la rugosité du sol dans les modèles électromagnétiques analytiques.

La fonction d'autocorrélation possède une forte variabilité de sa forme d'un sol à un autre. Comme on a pu le voir en section 3.1, les fonctions utilisées sont soit gaussienne soit exponentielle. Pour cela plusieurs approches ont été faites pour ajuster au mieux cette fonction analytique, telle que la dimension fractale.

I.4.3.1 La dimension fractale D

On nomme fractale une surface de forme irrégulière créée suivant les règles stochastiques. Mandelbrot [Mandelbrot 1984] définit une fractale comme des objets dont la structure, répétitive, est liée à l'échelle. Le principe de la dimension fractale est appliqué à la surface du sol. [Franceschetti *et al.* 2000] présentent une nouvelle méthode basée sur la géométrie fractale pour décrire la surface, pour retrouver les paramètres diélectriques et géométriques de surface, à partir de données de rétrodiffusion électromagnétiques. Une application aux données SAR est également discutée dans cet article. D'autres travaux utilisent la dimension fractale dans la description d'une surface naturelle [Le Méhauté 1984 ; Chen *et al.* 1996 ; Rouvier *et al.* 1996 et 1997].

La fonction d'autocorrélation basée sur l'intégration de ce nouveau paramètre de rugosité est présentée. Elle est calculée à partir de la fonction de corrélation empirique.

$$\text{Fractale : } C(x) = e^{-\left(\frac{x}{L}\right)^\tau} \quad \text{E 1. 22}$$

Avec $\tau = -1,67 * D + 3,87$, D étant la dimension fractale et de valeur approximative de 1,4 pour des zones agricoles [Zribi 1998 ; Baghdadi *et al.* 2006b]. Le coefficient τ a pour valeur 1,33.

I.4.3.2 Fonction d'autocorrélation

La fonction d'autocorrélation expérimentale oscille souvent entre les lois gaussienne et exponentielle. On introduit α compris entre $1 < \alpha < 2$. La fonction d'autocorrélation s'écrit :

$$C(x) = e^{-\left(\frac{x}{L}\right)^\alpha} \quad \text{E 1. 23}$$

Plusieurs travaux ont montré que pour de fortes rugosités, la fonction d'autocorrélation s'approche d'une gaussienne et pour de faible ou moyenne rugosité, celle-ci se rapproche de la forme exponentielle [Fung *et al.* 1994 ; Baghdadi *et al.* 2004 ; Zribi *et al.* 1997].

I.4.3.3 Le paramètre Zs

Selon plusieurs études empiriques, l'effet de la longueur de corrélation sur le coefficient de rétrodiffusion a été négligé. Cependant, on ne peut inverser les paramètres s et l séparément. [Zribi et Dechambre 2002] ont défini un nouveau paramètre $Zs = s^2/l$. Ce paramètre a comme objectif de mélanger les effets de s et l sur les valeurs du coefficient de rétrodiffusion, en

utilisant donc un seul paramètre. L'avantage de ce nouveau paramètre est qu'il prend en compte simultanément deux informations : une variation verticale (écart type des hauteurs 's') et une variation horizontale (longueur de corrélation 'l'). Des simulations avec un modèle analytique, pour des surfaces dont 's' et 'l' varient, ont montré une plus forte corrélation pour la relation $\sigma^\circ=f(Zs)$ que $\sigma^\circ=f(s)$. Le paramètre Zs paraît plus approprié pour caractériser la rugosité de surface pour une configuration radar donnée.

I.4.3.4 Méthode des facettes

Les images issues de la stéréovision permettent une reconstruction fine de la topographie du sol en trois dimensions. Ces images conservent la complexité de la surface qui ne peut être appréhendée par un profil bidimensionnel. Afin de réaliser une analyse statistique possible tout en conservant les détails de la surface, [Zribi 1998] aborde une nouvelle approche de la description des sols. Elle est basée sur une modélisation de la surface par une juxtaposition de petites facettes planes. Une segmentation de l'image tridimensionnelle permet d'obtenir une approximation de la surface avec des facettes. Deux nouveaux critères, la taille et inclinaison des facettes, définissent la rugosité du sol et permettent de discriminer différentes parcelles agricoles. Ces deux critères sont ensuite utilisés comme paramètres statistiques, lors la génération de profils bi-dimensionnels du sol pour la modélisation numérique.

I.4.3.5 Paramètre Lopt

La divergence observée entre les simulations d'un modèle analytique et les données réelles d'un radar SAR, est reliée, entre autre, aux incertitudes sur la mesure de la longueur de corrélation et sur le modèle Integral Equation Model (IEM). Pour cela, [Baghdadi *et al.* 2006b] ont introduit une nouvelle description de la longueur de corrélation, basée sur un étalonnage empirique :

$$Lopt2(rms, \theta, pp) = \alpha * rms^\beta \quad \text{E 1. 24}$$

Ce paramètre est décrit en utilisant une relation sous la forme de puissance, de l'écart type des hauteurs (*rms*), pour plusieurs incidences considérées (θ), ainsi que pour les polarisations HH et VV (*pp*). Les coefficients α et β sont listés pour chaque configuration menée en bande C [Baghdadi *et al.* 2006b]. L'étalonnage proposé par [Baghdadi *et al.* 2004, 2006b] assure un

meilleur accord entre le modèle et les données SAR. Ce paramètre peut être utilisé dans l'inversion des données radar, afin d'extraire l'humidité de surface des parcelles de sols nus en milieu agricole.

I.4.3.6 Power Law Spectrum

[Li *et al.* 2002] ont proposé un spectre de loi en puissance généralisé pour décrire la rugosité d'une surface. Les paramètres du spectre sont reliés aux paramètres physiques, l'écart type des hauteurs et la longueur de corrélation. La rétrodiffusion de la surface des sols est étudiée en utilisant le modèle IEM. Les résultats des simulations comparés aux mesures expérimentales montrent un bon accord, pour différentes valeurs de rugosité et d'humidité, en bande C, L et X.

I.4.4 Taux d'humidité de la surface du sol

La détermination du taux d'humidité est un des buts de la télédétection de surface. Les radars SAR permettent d'obtenir des images de bonne résolution. On peut alors estimer une distribution spatiale de l'humidité de la surface des sols. La réponse électromagnétique d'une surface est liée à ses propriétés diélectriques.

La teneur en eau est déterminée à partir de la constante diélectrique ϵ , dénommée également permittivité diélectrique, en fonction de la composition du sol, de l'humidité et de la température. Un modèle reliant la teneur en eau et la constante diélectrique est présenté dans cette section.

I.4.4.1 Constante diélectrique

La quantité d'eau présente dans un sol affecte ses propriétés électriques et par conséquent le signal radar. La constante diélectrique micro-onde du sol est reliée au contenu en humidité du sol et dans une moindre mesure de la texture du sol [Ulaby *et al.* 1978]. Les particules du sol sont divisées en quatre catégories selon leur diamètre : argile, limon, sable et gravier. Le Tableau 1. 2 présente la nomenclature utilisée pour différencier les composantes solides du sol [Brady et Weil 2001]. Le pourcentage de chacune de ces catégories définit la texture du sol.

Diamètre	2μm		20μm	2mm	20mm	200mm
Classe	Argile	Limon	Sable fin	Gros Sable	Graviers	Cailloux

Tableau 1. 2 : Classification des particules du sol selon leur taille

Un sol humide est composé de plusieurs éléments : les particules de sol, les poches d'air, et l'eau liquide. L'eau présente dans le milieu est séparée en deux catégories : l'eau libre et l'eau liée aux particules du sol. La valeur de la constante diélectrique du sol dépend de la polarisabilité des molécules d'eau et de leur capacité à s'orienter en fonction du champ électromagnétique incident. Dans le cas où ces molécules sont liées électriquement à la phase solide du sol, elles se polarisent plus difficilement. Les particules d'eau libre peuvent par contre se déplacer plus facilement au sein du sol [Hallikainen *et al.* 1985]. La constante diélectrique du milieu augmente donc avec le taux d'humidité.

Plusieurs études ont été menées, afin de déterminer le comportement diélectrique du mélange eau-sol dans le domaine des micro-ondes. [Wang et Schmugge 1980] ont par exemple montré qu'il y avait une différence d'amplitude de la constante diélectrique ϵ pour différents types de sol, mais pour un même contenu d'humidité volumique. La profondeur de pénétration de l'onde radar dans un sol agricole est en général de quelques centimètres en bande C et dépend du contenu en eau. [Bruckler *et al.* 1988], ont trouvé pour un sol argilo-limoneux que la profondeur de pénétration du signal radar en bande C diminue de 5cm à 1cm quand l'humidité du sol augmente de 10% à 30%, en polarisation HH et un angle d'incidence de 15°.

Après avoir vu les différents facteurs dont dépend la constante diélectrique, nous nous intéressons à sa formulation dans le modèle, en la reliant à la teneur en eau.

La constante diélectrique complexe d'un matériau se présente sous la forme :

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon'' , \quad \text{E 1. 25}$$

La partie réelle ϵ' représente le pouvoir plus ou moins grand du matériau de stocker l'énergie électrique et la partie imaginaire ϵ'' représente les pertes diélectriques, c'est-à-dire le pouvoir plus ou moins conducteur du matériau.

Le modèle de la constante diélectrique le plus couramment utilisé est celui développé par [Hallikainen *et al.* 1985 ; Dobson *et al.* 1985]. Il est défini sur une plage de fréquences [1,4 ; 18]. Ce modèle dépend du taux d'humidité volumique, de la taille des particules du sol, des différentes composantes du sol, de la constante diélectrique de l'eau et de la fréquence.

Ce modèle semi-empirique se base sur la formule de mélange de [Birchak *et al.* 1974] et sur des mesures expérimentales. La constante diélectrique est définie comme :

$$\begin{aligned}\varepsilon' &= \left[1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\varepsilon_s^\alpha - 1) + m_v^{\beta'} \varepsilon_{fw}^\alpha - m_v \right]^{\frac{1}{\alpha}} \\ \varepsilon'' &= \left[m_v^{\beta''} \varepsilon_{fw}^\alpha \right]^{\frac{1}{\alpha}}\end{aligned}\tag{E 1. 26}$$

Où ρ_b est la densité de mélange sol-air, ρ_s la densité des particules du sol, ε_s la constante diélectrique des particules du sol, ε_{fw} la constante diélectrique de l'eau libre, $\alpha=0.65$ est un facteur constant empirique, β' et β'' sont deux coefficients dépendants de la texture du sol tels que :

$$\begin{aligned}\beta' &= (127.48 - 0.519S_a - 0.152A_r)/100 \\ \beta'' &= (1.33797 - 0.603S_a - 0.166A_r)/100\end{aligned}\tag{E 1. 27}$$

Où S_a et A_r représentent respectivement le pourcentage de sable et d'argile.

La dépendance en fréquence intervient dans la constante diélectrique de l'eau libre (ε_{fw}).

Le domaine de validité des fréquences de ce modèle a été étendu par [Peplinski *et al.* 1995a et 1995b] pour la gamme de fréquence allant de 0,3 GHz à 1.3 GHz, en introduisant une correction sur la partie réelle de la constante diélectrique.

I.4.4.2 Mesure *in situ*

Plusieurs méthodes de mesures sont employées pour quantifier le taux d'humidité du sol.

- (i) La méthode neutronique

Le principe de cette méthode est le suivant : une source radioactive émet des neutrons à haute énergie qui se transforment en neutrons thermiques après collision avec des atomes d'hydrogène. L'hydrogène dans le sol provient surtout de l'eau. Les neutrons thermiques sont détectés et le taux de ces particules est relié à l'humidité du sol par étalonnage. Les mesures sont effectuées en glissant la sonde neutronique dans un tube en alliage d'aluminium enfoncé verticalement dans le sol. Le désavantage de cette méthode est que la présence d'une source

radioactive impose des règles d'utilisation et de contrôle de l'appareil, qui sont coûteuses et complexes. L'avantage est que les mesures sont précises et automatisables.

(ii) La mesure par sonde TDR (Time Domain Reflectometry) [Topp *et al.* 1980]

L'appareil mesure la vitesse de propagation d'un signal micro-onde le long de guides d'ondes enfoncés dans le sol, et de longueur connue. Cette vitesse est fonction de la permittivité diélectrique du sol, liée à la teneur en eau du sol. Cette mesure présente l'avantage d'être peu influencée par la nature du sol, qui nécessite toutefois un étalonnage différent pour certains sols. Pour des mesures en surface, cette méthode, non destructive, est rapide avec un appareillage qui permet des mesures extensives de l'humidité des sols. L'appareil peut être placé en profondeur en position horizontale pour une automatisation des mesures.

(iii) La méthode capacitive

Cette méthode est basée sur les propriétés diélectriques des sols. En effet, la permittivité diélectrique du sol dépend de celle des constituants. Elle se fonde sur le fort contraste entre la permittivité de l'eau (en phase liquide : 80), et celle des autres constituants (air ~ 1 ; sol : 2 à 10). Le principe de la mesure par sondes capacitives consiste à introduire deux électrodes dans le sol. Le système est alors assimilé à un condensateur électrique avec pertes. Un étalonnage individuel des capteurs doit être réalisé. Cette méthode dépend de la fiabilité du dispositif électronique des mesures et de la résistance des électrodes aux phénomènes de corrosion.

Avec ces trois premières méthodes, on mesure la constante diélectrique du sol. Pour retrouver l'humidité de surface, on utilise un modèle qui relie la teneur en eau à la constante diélectrique comme présentée en section I.4.4.1.

La dernière méthode que j'expose dans cette partie est celle que j'ai utilisée lors d'une campagne de mesure expérimentale et dont les sites d'études seront décrits dans le chapitre 2. Elle permet de mesurer directement l'humidité, sans passer par un modèle.

(iv) La méthode gravimétrique [Gardner 1986]

Cette méthode, bien que destructive et lourde en temps et en matériel, reste une référence pour l'étalonnage des différents appareillages de mesure d'humidité des sols.

Cette méthode consiste à prélever des échantillons des sols qui sont par la suite placés dans des étuves à 105°C pendant 24h.

Cette méthode détermine l'humidité pondérale d'un échantillon du sol, en comparant la masse humide à sa masse sèche, selon l'équation suivante :

$$Wp(\%) = \frac{Ph - Ps}{Ps} * 100 \quad \text{E 1. 28}$$

Avec Ph : masse de sol humide

Ps : masse de sol sec

Wp : teneur en eau pondérale en %

L'humidité volumique Wv (% ou $cm^3.cm^{-3}$) ,se déduit de l'humidité pondérale Wp (% ou $kg.kg^{-1}$) en la multipliant par la densité apparente du sol.

$$W_v = Da * Wp \quad \text{E 1. 29}$$

Da : densité apparente = masse du sol sec / volume du cylindre

Cette méthode suppose que l'on connaisse la mesure de densité. Cette quantité inconnue est estimée pour calculer l'humidité volumique de la manière suivante.

Nous avons utilisé la méthode gravimétrique lors de nos campagnes sur les différents sites d'études. Nous avons effectué deux types de prélèvements selon cette méthode :

- La première méthode consiste à récolter nos échantillons sur trois profondeurs prédéfinies : 0-1 cm, 1-2cm, 2-5cm. Ces prélèvements de terre ont pour but d'estimer des profils d'humidité entre le sommet et 5 cm de profondeur.
- La seconde méthode utilise des cylindres métalliques de 5cm de diamètre et de 3 tailles différentes : 49 cm^3 pour une profondeur de 2.5cm, 98 cm^3 pour une profondeur de 5cm et 196,35 cm^3 pour une profondeur de 10cm. Ces prélèvements nous permettent de déterminer d'une part l'humidité et d'autre part la densité apparente (Da) de la parcelle pour les différentes profondeurs. La densité apparente est le rapport entre la masse sèche de l'échantillon et le volume du cylindre utilisé.

La dernière partie de ce chapitre présente les modèles électromagnétiques de rétrodiffusion qui sont fonction à la fois des paramètres de surface et des caractéristiques radar.

I.5 Les modèles de rétrodiffusion

Les modèles de rétrodiffusion électromagnétiques ont été développés dans le but de relier le signal radar aux paramètres physiques de la surface du sol. Ils permettent dans un premier temps d'analyser le comportement du signal radar en fonction des paramètres statistiques de la surface et des caractéristiques radar. Certains de ces modèles permettent d'inverser le coefficient rétrodiffusé radar en humidité du sol.

L'étude de la diffusion des surfaces rugueuses a été le sujet de nombreux travaux fondés sur des recherches théoriques ou expérimentales. On distingue en général quatre classes de modèles : les modèles empiriques, semi empiriques et les modèles théoriques analytiques et numériques.

Les modèles empiriques sont des modèles simples, basés sur la relation établie à partir de données réelles, entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité de surface. Ils nécessitent des coefficients d'étalonnage qui dépendent du jeu de données. Ces modèles sont inversibles mais peu précis.

Les modèles semi empiriques tiennent compte de la paramétrisation du problème et sont également calés sur des données réelles (observées).

Les modèles théoriques sont basés sur la résolution des équations de Maxwell et permettent d'estimer le coefficient de rétrodiffusion. Ces équations ne peuvent être résolues dans le cas de la diffusion de façon analytique en introduisant des approximations limitant le domaine de validité du modèle obtenu. L'intérêt des modèles numériques est de permettre la résolution des équations par le calcul exact.

Les modèles analytiques permettent de faire une analyse du comportement du signal radar. Ils sont cependant difficilement inversibles.

Les modèles numériques sont basés sur une résolution exacte des équations physiques décrivant la diffusion de surface. Leur inconvénient est un temps de calcul considérable. Ils servent principalement de référence.

Les quatre catégories de modèles sont présentées plus en détail dans les paragraphes qui suivent.

1.5.1 Modèles empiriques et semi empiriques

On établit une relation entre le contenu en humidité de surface et le coefficient rétrodiffusé, pour les sols nus. Cette relation inclut un terme de rugosité de surface. [Ulaby *et al.* 1986 ; Taconet *et al.* 1996 ; Quesnay *et al.* 2000 ; Le Hégarat-Masclé *et al.* 2002 ; Zribi et Dechambre 2002, Zribi *et al.* 2005a]. La modélisation empirique est fondée sur les données réelles. D’après [Engman et Chauhan 1995], le coefficient rétrodiffusé sur un sol nu est relié directement à l’humidité du sol et la rugosité :

$$\sigma = f(\text{Rugosité}, \alpha, M_v)$$

Avec α un terme de sensibilité de l’humidité du sol et M_v l’humidité volumique du sol.

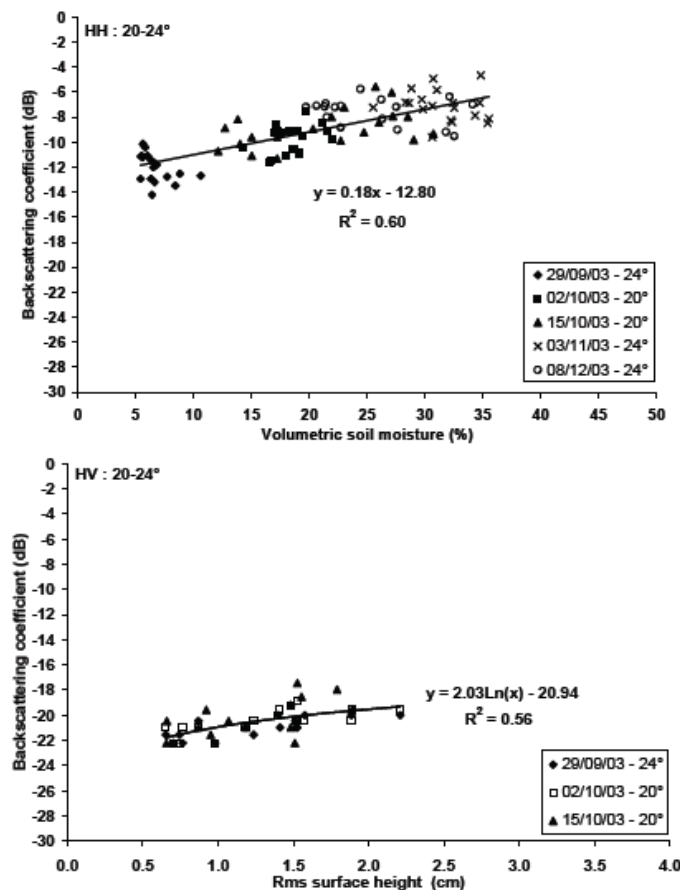


Figure 1. 11 : Exemple de relation entre le coefficient de rétrodiffusion et l’humidité volumique entre 0-5cm (a), et l’écart-type des hauteurs (b), **en bande C** [Holah *et al.* 2005].

Plusieurs modèles semi empiriques, physiquement fondés (sur la théorie du transfert radiatif) et calés sur de données expérimentales ont été développés. Les modèles les plus connus ont été développés par Oh et Dubois.

(i) Modèle de Oh, Sarabandi et Ulaby [Oh *et al.* 1992]

Le modèle semi-empirique développé par [Oh *et al.* 1992] est basé sur des données radar et le comportement de la diffusion pour des cas limites. Ce modèle possède un domaine de validité large ($0.1 < ks < 6.0$, $2.6 < kl < 19.7$ et $0.09 < m_v < 0.31$). Il utilise le rapport des coefficients de rétrodiffusion mesurés pour différentes polarisations : p et q (Annexe 2).

Cependant, plusieurs travaux ont été menés par la communauté et ont mis en évidence certaines difficultés. [Wang *et al.* 1997] ont trouvé que les rapports p et q ne correspondaient pas à leurs données obtenues par image radar. [Boisvert *et al.* 1997] ont trouvé une sous-estimation du coefficient de rétrodiffusion pour les bandes C et L, aux angles d'incidence compris entre 15° et 30° . [Baghdadi et Zribi 2006a] ont trouvé une surestimation pour q .

(ii) Modèle de Dubois *et al.* [Dubois *et al.* 1995]

Le modèle de Dubois établit une relation entre la polarisation HH ou VV et la constante diélectrique du sol, la rugosité de surface, l'angle d'incidence et la fréquence radar. Pour une configuration radar donnée et une rugosité du sol, ce modèle relie par une relation linéaire la constante diélectrique du sol au coefficient de rétrodiffusion, exprimé en dB. La validité de ce modèle est restreint à $ks < 2.5$, humidité volumique du sol $\mu_v < 35\%$, et aux angles d'incidence de $30^\circ < \theta < 65^\circ$.

Les coefficients de rétrodiffusion ont été établis empiriquement (Annexe 2). On obtient une meilleure information avec ce modèle, avec la description des coefficients en polarisation HH et en polarisation VV.

[Baghdadi et Zribi 2006a] observent que les simulations effectuées avec le modèle Dubois ont une sous-estimation du coefficient de rétrodiffusion pour les surfaces de faible rugosité (5 dB pour $s < 0,6$ cm) et une surestimation pour des surfaces dont la rugosité est supérieure à 1.6 cm.

I.5.2 Modèles analytiques

Durant ces dernières décennies, différents modèles analytiques ont été développés afin de simuler la rétrodiffusion radar sur la surface du sol [Rice 1951 ; Beckmann et Spizzichino 1963 ; Ulaby *et al.* 1986 ; Fung *et al.* 1992]. Différentes études expérimentales ont permis leur validation.

Ces modèles sont tous limités à des domaines de validité liés aux hypothèses des approximations physiques effectuées. On introduit dans ces modèles la description statistique de la surface.

Les modèles de rétrodiffusion Geometrical Optics Model (GOM), Physical Optics Model (POM), Small Perturbation Model (SPM), Integral Equation Model (IEM), Advanced Integral Equation Model (AIEM) ... [Ulaby *et al.* 1982 ; Fung *et al.* 1992], calculent un coefficient de rétrodiffusion (σ°) à partir des caractéristiques du capteur (longueur d'onde, angle d'incidence, polarisation, etc.) et de celles de la cible (paramètres statistiques de rugosité, constante diélectrique). Les modèles analytiques les plus connus utilisent l'approximation de Kirchhoff (GOM, POM), des petites perturbations (SPM), l'approximation des petites pentes (SSA) ou une solution approchée de l'équation intégrale des champs (IEM).

Ces différents modèles sont fondés sur des hypothèses simplificatrices, variables selon la rugosité et qui limitent les possibilités d'applications. Des domaines de validité sont établis à partir de valeurs limites sur les paramètres de rugosité s et l . La notion de rugosité est reliée à la longueur d'onde utilisée. Ces domaines sont alors généralement représentés en pondérant les paramètres s et l par le nombre d'onde k ($k=2\pi/\lambda$). Ces domaines sont reportés en Figure 1.12, sur laquelle [Su *et al.* 1997] représentent le domaine des surfaces agricoles observées en bande C.

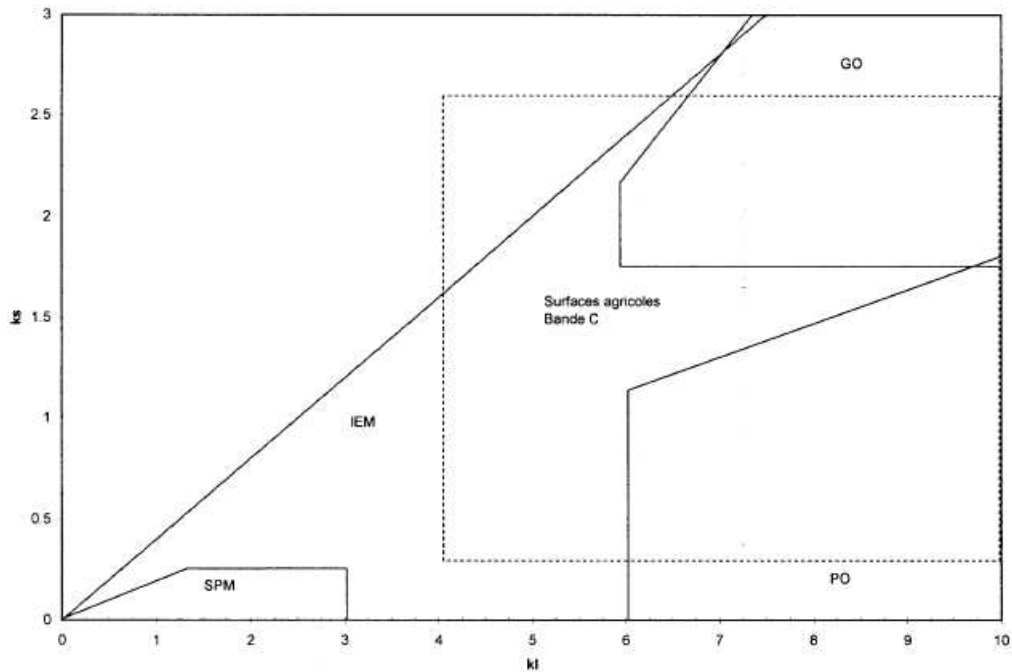


Figure 1. 12:Domaine de validité des modèles analytiques [Su *et al.* 1997].

(i) Approximation de Kirchhoff (GOM, POM)

Les modèles basés sur l'approximation de Kirchhoff sont adaptés aux surfaces rugueuses. Cette approximation se nomme également la méthode du plan-tangent ou théorie de la physique optique [Ogilvy 1991]. Cette théorie est la plus largement utilisée pour l'étude de la diffusion d'onde sur les surfaces rugueuses.

L'hypothèse établie dans l'approximation de Kirchhoff consiste à étudier chaque point de la surface qui est localement assimilable à son plan-tangent, de même propriétés électriques (ϵ, μ). Le champ total est égal à celui qui existerait sur le même plan infini sous cette incidence.

Au point de vue des paramètres descriptifs de la rugosité, deux hypothèses sont faites :

- Le rayon de courbure de la surface est en chaque point supérieur à la longueur d'onde.
- Les dimensions horizontales de la rugosité sont supérieures à la longueur d'onde.

Celles-ci impliquent que les pentes soient assez faibles et que l'on néglige les phénomènes d'ombres portées et de diffusion multiple.

A partir de cette approche, deux modèles permettent de calculer le champ diffusé, chacun utilisant une approximation différente.

a) Approximation de la phase stationnaire (GOM) :

Cette approximation est applicable aux surfaces très rugueuses. Elle repose sur le critère de

Rayleigh avec la condition sur l'écart-type des hauteurs : $s \gg \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$

Elle suppose que seules les directions de diffusion spéculaire soient prises en compte, les effets de la diffraction locale étant exclus. La diffusion est non cohérente.

b) Approximation scalaire des champs (POM)

Dans le cas de l'approximation scalaire des champs, la diffusion tient compte à la fois de la partie cohérente et de la partie non cohérente. Les surfaces considérées sont peu rugueuses et à faibles variations de pentes.

(ii) Méthode des petites perturbations, SPM [Rice 1951].

La diffusion par la méthode des petites perturbations a été introduite par Lord Rayleigh en 1894 pour l'analyse de la diffusion des sons par une surface sinusoïdale. Rice a développé l'expression du champ diffusé pour des surfaces rugueuses parfaitement conductrices, et a montré que pour de faibles variations de hauteurs, le champ diffusé pouvait s'écrire comme une série de perturbations. Cette technique a été appliquée aux surfaces rugueuses diélectriques [Ulaby *et al.* 1982].

Le modèle des petites perturbations est plus adapté à des surfaces de faibles rugosités. Le domaine de validité se limite à $ks < 0,3$ et $m < 0,3$ (k le nombre d'onde, s l'écart type des hauteurs et m l'écart type des pentes).

Les conditions d'applications sont :

- un écart-type des hauteurs très inférieur à la longueur d'onde ($s < 0,05\lambda$)
- un écart-type des pentes inférieur ou égale à ks

(iii) SSA : *Small Slope Approximation* [Voronovich 1994]

Voronovich a développé le modèle de l'approximation des petites pentes (SSA), qui unifie les deux approches classiques SPM et l'approximation de Kirchhoff (KA). La validité de SSA est applicable indépendamment de la longueur d'onde, et est liée aux faibles pentes de la rugosité uniquement. Plus précisément, les pentes doivent être petites par rapport à l'angle d'incidence et aux angles de diffusion pour des ondes d'amplitudes significatives.

(iv) Approximation des champs tangentiels IEM

[Fung *et al.* 1992] ont développé ce modèle physique en combinant les modèles de Kirchhoff et des petites perturbations, permettant d'étendre le domaine de validité de ces modèles à une large gamme de variations de rugosité et de fréquences radar. Il correspond au modèle analytique qui possède le domaine de validité le plus large, allant des surfaces lisses à celles de moyenne rugosité. Dans ce modèle, les équations de Maxwell sont écrites sous forme intégrale, avec les approximations liées aux caractéristiques de surface. Le formalisme est fondé sur l'équation de Stratton-Chu [Fung 1994]. Par rapport à la théorie de Kirchhoff, une composante complémentaire a été introduite dans le calcul du champ rétrodiffusé. Ce terme complémentaire permet de prendre en compte les interactions de l'onde avec les rugosités pour la diffusion multiple.

Conditions de validité de ce modèle [Fung 1994] :

- $k_s < 3$
- $k^2 l_s < \mu \sqrt{\epsilon_r}$, pour une fonction de corrélation exponentielle la perméabilité a pour valeur $\mu=1,2$ et pour une fonction de corrélation gaussienne $\mu=1,6$.

Le coefficient de rétrodiffusion de la surface est présenté en Annexe 2.

Par ailleurs, [Zribi *et al.* 2000a] ont montré l'importance de la fonction de corrélation, ayant une forte influence sur le niveau du signal radar pour de forts angles d'incidences. Cette étude a fait part de la difficulté de la simulation liée au manque de précision dans la description de surface.

Pour les études de sols nus, IEM est un des modèles de diffusion le plus utilisé [Moran *et al.* 2004]. Il a été validé avec succès à petite échelle en laboratoire. Cependant, lors de campagnes expérimentales, [Baghdadi et Zribi 2006a], ont pu observer une surestimation fréquente de la rétrodiffusion en polarisation HH. [Rakotoarivony *et al.* 1996] et [Zribi *et al.* 1997] ont observé une meilleure performance de IEM pour des simulations de rétrodiffusion en bande C et polarisation HH sur des zones de surfaces lisses que sur des zones plus rugueuses.

Plusieurs améliorations ont été apportées. [Boisvert *et al.* 1997], [Wiemann *et al.* 1998], ont couplé IEM avec un modèle de pénétration en multi couche du signal radar. [Bindlish et Barros 2001] ont élaboré et testé une composante tenant compte des effets de la

rétrodiffusion de la végétation dans l'estimation de l'humidité du sol à partir des données radar. D'autre part, [Chen *et al.* 2000] ont introduit de nouvelles expressions pour la diffusion simple et multiple et remplacé le coefficient de réflexion de Fresnel par un coefficient de transition qui prend en compte la rugosité de la surface et la permittivité. La version améliorée du modèle IEM [Wu *et al.* 2001] introduit une fonction de transition pour laquelle le coefficient de Fresnel n'est pas évalué à l'angle d'incidence mais à un angle compris entre l'angle d'incidence et l'angle nul. Le coefficient de Fresnel s'écrit alors :

$$R_p(T) = R_p(\theta_i) + \left| R_p(\theta_{sp}) - R_p(\theta_i) \right| \cdot \gamma_p, \text{ avec } p = h \text{ ou } v$$

Avec $R_p(\theta_i)$ le coefficient de Fresnel calculé à l'angle d'incidence, $R_p(\theta_{sp})$ le coefficient de Fresnel calculé à l'angle spéculaire et γ_p une fonction de transition qui dépend de la polarisation, l'angle d'incidence et les paramètres de la surface.

Toutefois, et malgré les améliorations apportées, la majorité des études utilisent encore la version originale de l'IEM

- (v) AIEM, la version améliorée du modèle IEM.

[Chen *et al.* 2003] ont développé un modèle de diffusion de surface (AIEM) par l'extension du modèle IEM basé sur les équations intégrales. La modification du modèle IEM se traduit par une simplification des termes de diffusion multiple, ceux de diffusion simple restants les mêmes que pour la version initiale de IEM. Cette modification permet un calcul plus précis de la diffusion simple pour une surface avec un grand écart type des hauteurs. Dans cette étude, les auteurs montrent que AIEM possède le potentiel d'être utilisé pour la télédétection micro-onde passive.

De tous ces modèles analytiques, c'est le modèle IEM que nous avons choisi pour effectuer notre analyse, de part son large domaine de validité. De plus ce modèle a été implanté au LATMOS (ex-CETP) par Rakotoarivony dans le cadre de sa thèse [Rakotoarivony 1995]. Le modèle utilisé lors de son travail correspond à la première version de IEM. Ce modèle a été par la suite utilisé par [Zribi 1998] dans le cadre de sa thèse.

Dans mon travail, j'ai utilisé le modèle IEM qui introduit la fonction de transition, basé sur les modifications de [Wu *et al.* 2001].

I.5.3 Modèles numériques

Les modèles numériques sont basés sur la résolution des équations de Maxwell. Ils permettent le calcul exact des équations intégrales des champs décrivant la diffusion de surface. L'intérêt d'utiliser les modèles numériques de calcul exact est de permettre l'extension du domaine de validité des modèles analytiques. L'inconvénient est le temps de calcul plus élevé, comparé au modèle analytique.

Il existe plusieurs méthodes de calcul numérique. Nous avons choisi la méthode des moments (MM), qui permet de résoudre les équations inhomogènes. Cette méthode repose sur l'écriture du champ diffusé sous la forme d'une intégrale de surface comme le décrit [Chen *et al.* 1989 ; Chan et Bai 1990]. Cette méthode numérique exacte est utilisée dans le chapitre 4 de ma thèse. Je présente les équations intégrales sur lesquelles j'ai appliqué la méthode des moments. Cette méthode permet de remplacer un opérateur linéaire par un système approché d'équations linéaires. Le principe est basé sur l'inversion matricielle du système linéaire, qui par la suite permet le calcul du champ diffusé. Le paramètre d'entrée au modèle numérique est une série de profils du sol engendré à partir des paramètres statistiques de la surface.

[Zribi *et al* 2000c] ont implanté et testé cette méthode qui montre une bonne adéquation entre la modélisation numérique et les données réelles radar, alors que le modèle analytique IEM ne reproduit pas tout le comportement des données.

Nous citerons d'autres modèles de calcul numérique couramment utilisés. La méthode de Monte Carlo consiste en des simulations expérimentales de problèmes mathématiques, dans lesquels des nombres aléatoires sont utilisés pour trouver une solution. Les deux principaux types de problèmes traités par cette méthode sont les calculs d'intégrales multiples et les problèmes de diffusion et collision. [Nougier 1987]

La méthode des éléments finis est l'une des méthodes adaptées à la résolution numérique des équations aux dérivées partielles. Le principe est de transformer ces équations en une forme intégrale discrétisée qui s'exprime alors sous la forme matricielle. Cette matrice donne un système qui est résolu en tenant compte des conditions aux limites. [Nougier 1987]

I.6 Conclusion

A travers la diversité de ces modèles, mon travail consiste à poursuivre la compréhension du comportement du signal radar.

Dans un premier temps, notre objectif est de réduire l'écart qu'il subsiste entre les données réelles et les simulations, particulièrement pour des surfaces de moyennes ou fortes rugosité. A partir du modèle analytique IEM, nous proposons des développements, basés sur la variation de l'humidité en profondeur et la composition air-sol des premiers centimètres de la surface. A travers ces développements, nous souhaitons améliorer la description de la surface d'un sol agricole.

Dans un second temps, nous nous intéressons à la modélisation numérique. Nous introduisons l'aspect des mottes de tailles différentes sur les profils de surface engendrés.

Chapitre 2 : Prise en compte du profil d'humidité du sol dans la modélisation IEM

II.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, plusieurs travaux constatent des écarts entre les simulations du coefficient de rétrodiffusion et les mesures **issues de l'imagerie radar**, notamment avec le modèle analytique IEM. Nous cherchons donc à réduire l'écart observé en changeant des hypothèses sur le milieu. Les différentes améliorations que nous souhaitons apporter concernent l'humidité de surface sur les sols agricoles et la prise en compte d'un profil d'humidité. Nous nous intéressons également à la composition air/sol de la surface à travers la constante diélectrique, ainsi qu'à l'état de surface avec la prise en compte de mottes de terre dans la description de la rugosité.

Dans ce chapitre, nous présentons une analyse de l'effet induit sur le signal radar par l'introduction d'un profil d'humidité sur plusieurs centimètres de profondeur. En effet, des modèles de rétrodiffusion de la surface ont été développés pour mieux comprendre le comportement du signal radar en fonction des paramètres du sol. La majorité de ces modèles prennent comme paramètre d'entrée une valeur constante d'humidité du sol, supposée uniforme jusqu'à la profondeur de pénétration de l'onde selon la longueur d'onde utilisée.

Notre analyse est basée sur deux campagnes de mesures d'humidité de la surface du sol sur différentes profondeurs, des images radars ASAR/ENVISAT et le modèle IEM.

Dans un premier temps, je présente les deux sites d'études, Avignon et Villamblain où nous avons obtenu des mesures d'humidité sur différentes profondeurs, de rugosité ainsi que des données satellitaires coordonnées ou non avec les mesures *in situ*.

Dans un deuxième temps, nous effectuons une analyse du comportement entre la version initiale du modèle IEM et celle contenant l'aspect en multicouche que nous avons introduit.

Enfin, dans un troisième temps j'expose les résultats de la comparaison des deux versions du modèle, celui à une couche et celui en multicouche.

II.2 Les mesures

Dans cette partie, je présente tout d'abord les deux sites d'études, et les mesures que nous avons réalisées. Ce sont d'une part les équipes du LATMOS (ex-CETP), avec ma participation et en collaboration avec le BRGM qui ont réalisé les mesures sur le site de Villamblain et d'autre part, les équipes de l'INRA ont réalisé celles sur le site d'Avignon. L'INRA nous a communiqué leurs mesures afin d'enrichir notre propre base de données. Cette base est constituée de mesures d'humidité de surface, de rugosité et de données issues de l'exploitation d'images radar. Une analyse du comportement du coefficient de rétrodiffusion σ° en fonction de l'humidité est présentée.

II.2.1 Site d'étude

II.2.1.1 Villamblain

Le site d'étude est localisé dans le Sud-Ouest de Paris, dans la région de la petite Beauce (latitude 48°10' N, longitude 01°48' E). Ce site est caractérisé par de grands champs agricoles, de composition homogène (60% limoneux, 30% argile, 10% sable) [Macaire 1971]. A la période de la campagne, de septembre à décembre, la moitié des parcelles est sans végétation. Nous avons programmé 8 dates pour cette campagne de mesures correspondant aux passages du capteur ASAR de la plate forme d'ENVISAT. Simultanément à ces campagnes, nous avons effectué des mesures terrain, sur une dizaine de parcelles tests en sols nus. La taille de ces parcelles varie entre 87 et 473 pixels, respectivement entre 13700 m² et 74000 m² (Tableau 2.2.). Ces mesures sont l'humidité de surface du sol, sur différentes profondeurs (0-1cm, 1-2cm, 2-5cm), ainsi que la rugosité à partir d'un profilomètre à aiguille. Nous avons collecté ces mesures durant l'automne, période humide, et donc nous obtenons des valeurs d'humidité assez importantes, allant de 12% à 35%. Pour élargir cette gamme et avoir des valeurs plus faibles, nous avons sollicité l'INRA d'Avignon afin d'acquérir des données complémentaires.

Pour cette période, nous avons également commandé, auprès de l'ESA, deux images optiques SPOT. Nous avons utilisé ces images, de haute résolution (10m), pour mieux repérer les limites de nos parcelles tests sur nos images radar. A l'aide des coordonnées GPS, prises pour

chaque parcelle, et les images SPOT, nous pouvons localiser plus facilement nos parcelles tests.

II.2.1.2 Avignon

Le site étudié est une zone agricole plate de dimensions 4km x 5km approximativement, localisé dans la Vallée du Rhône, proche d'Avignon. Les zones agricoles sont principalement composées de sols nus et de champs de blé, mais également de vergers (pêchers, poiriers, abricotiers). Les sols sont composés de 40% de particules d'argile et 6% de particules de sable et 54% de limon. Les équipes de L'INRA ont effectué des mesures d'humidité sur vingt huit parcelles de sols nus et réalisé dix profils de rugosité sur chaque parcelle test à l'aide d'un profilomètre à aiguille. L'humidité du sol de chaque parcelle résulte de la moyenne prise sur 15 échantillons. Ces échantillons sont répartis sur l'ensemble de la parcelle et collectés sur différentes profondeurs : du sommet à 1 cm, et entre 2 – 5 cm, en utilisant la méthode gravimétrique. Nous avons observé d'importantes variations de l'humidité volumique, allant de 4% à 38%. Cette campagne s'étant déroulée de mai à septembre 1995, cette large gamme de valeurs d'humidité est tout à fait intéressante pour la suite de notre travail, avec l'apport de valeurs d'humidité très faibles.

II.2.2 Mesure d'humidité

Afin d'obtenir une mesure de l'humidité du sol, dans la région de la petite Beauce sur le site de Villamblain, nous avons effectué deux types de prélèvements par la technique gravimétrique, décrite au I.4.4.2. La première technique consiste à prélever quinze échantillons sur 5 cm, répartis sur les trois profondeurs citées plus haut et la seconde utilise trois tailles de cylindres de différentes hauteurs avec neuf échantillons par parcelle. On obtient de ces deux mesures une humidité pondérale des échantillons. La seconde technique nous permet également d'obtenir la densité moyenne de la parcelle sur différentes profondeurs. Le BRGM a traité l'ensemble de ces prélèvements.

Pour la plupart des dates de la campagne de la petite Beauce, les mesures d'humidité ont été effectuées sur au moins huit parcelles tests (de sols nus ou de semis) et nous avons une densité moyenne sur différentes profondeurs.

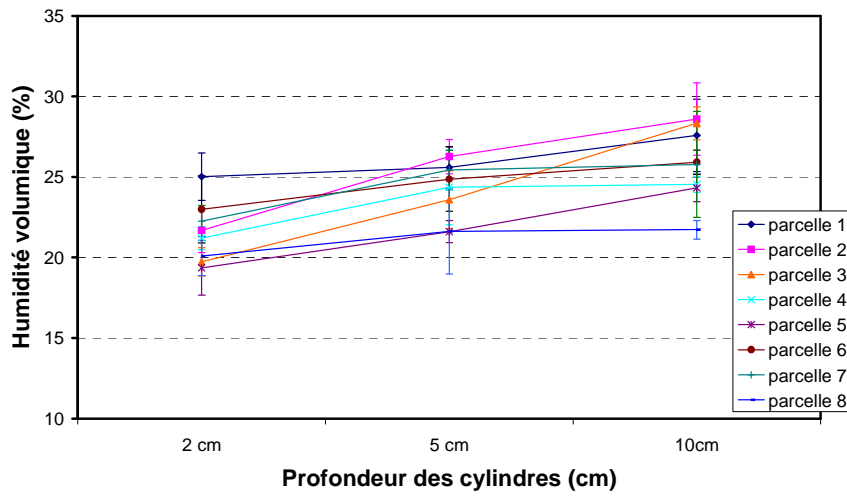
Date (jj/mm/aaaa)	Densité 0-2.5cm	Densité 2.5-5cm	Densité 5-10cm
10/10/2006	1.02	1.11	1.14
20/10/2006	1.05	1.16	1.13
26/10/2006	1.05	1.10	1.14
08/11/2006	1.04	1.11	1.13
14/11/2006	1.05	1.08	1.16
24/11/2006	1.03	1.12	1.18
27/11/2006	1.04	1.12	1.21
30/11/2006	1.05	1.09	1.19

Tableau 2. 1 : Densité moyenne des parcelles tests (Villamblain, 2006)

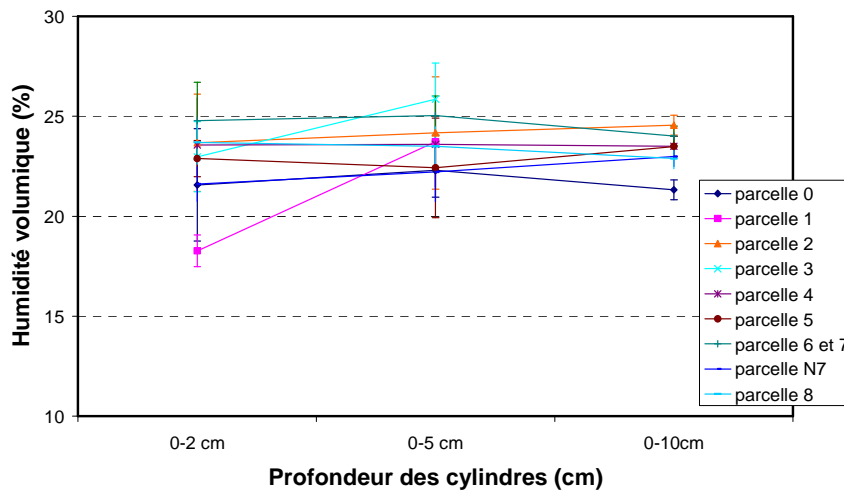
Le tableau 2.1 montre la variation de densité moyenne sur l'ensemble des parcelles tests, en fonction de la profondeur pour chaque date de la campagne. On observe généralement que la densité augmente avec la profondeur du sol. Les valeurs les plus basses de densité se situent au niveau de la surface. Sur le terrain, lors des prélèvements, c'est la couche 0-2cm qui est la moins dense, avec la présence de petites mottes. Comme on a pu le remarquer sur place, les sols sont peu travaillés en profondeur par les agriculteurs. Ce travail effectué en surface induit une plus faible densité dans les premiers centimètres du sol. L'augmentation de la densité avec la profondeur est due à un sol plus tassé qu'à la surface.

Pour chacune des dates, on représente graphiquement les mesures d'humidité volumique en fonction de la profondeur du sol (Figure 2. 1).

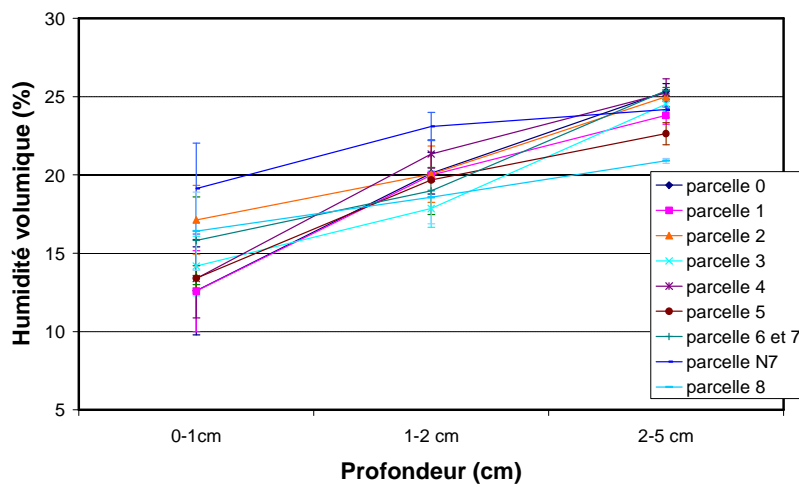
a) Humidité Volumique du 10/10/2006



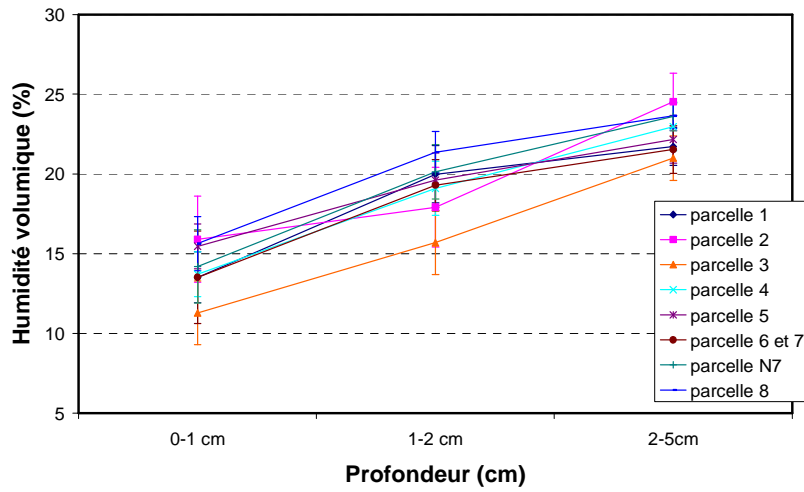
b) Humidité volumique du 20/10/2006



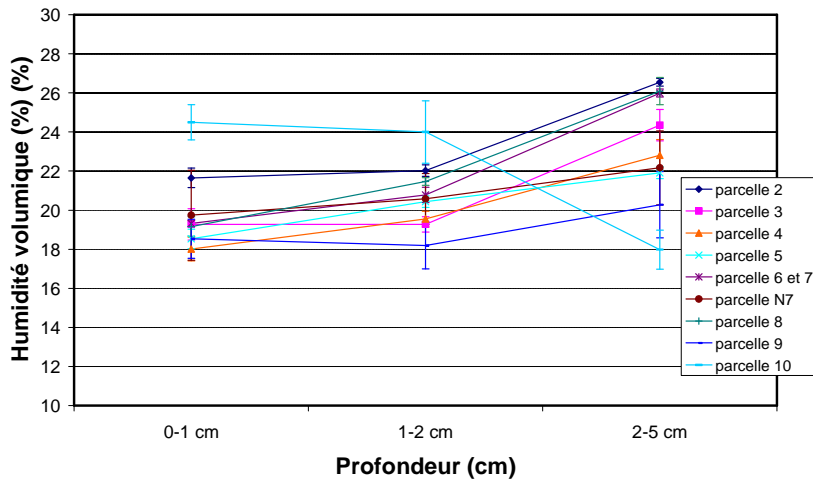
c) Humidité Volumique du 26/10/2006



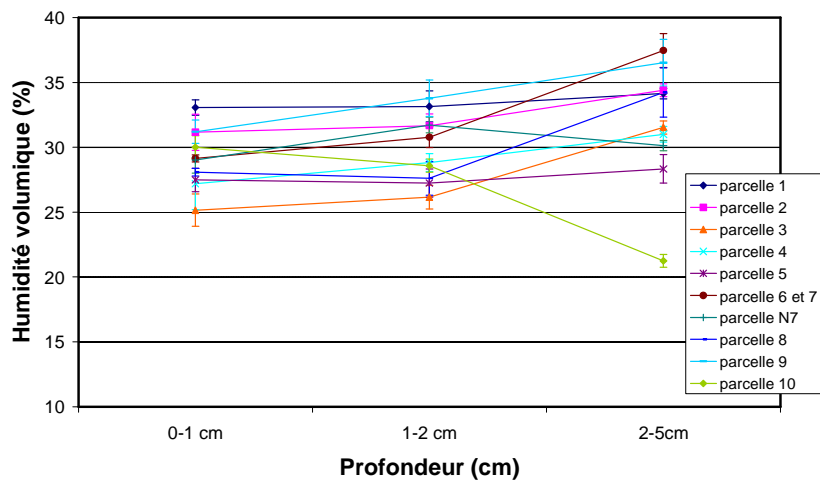
d) Humidité Volumique du 08/11/2006



e) Humidité Volumique du 14/11/2006



f) Humidité volumique du 24/11/2006



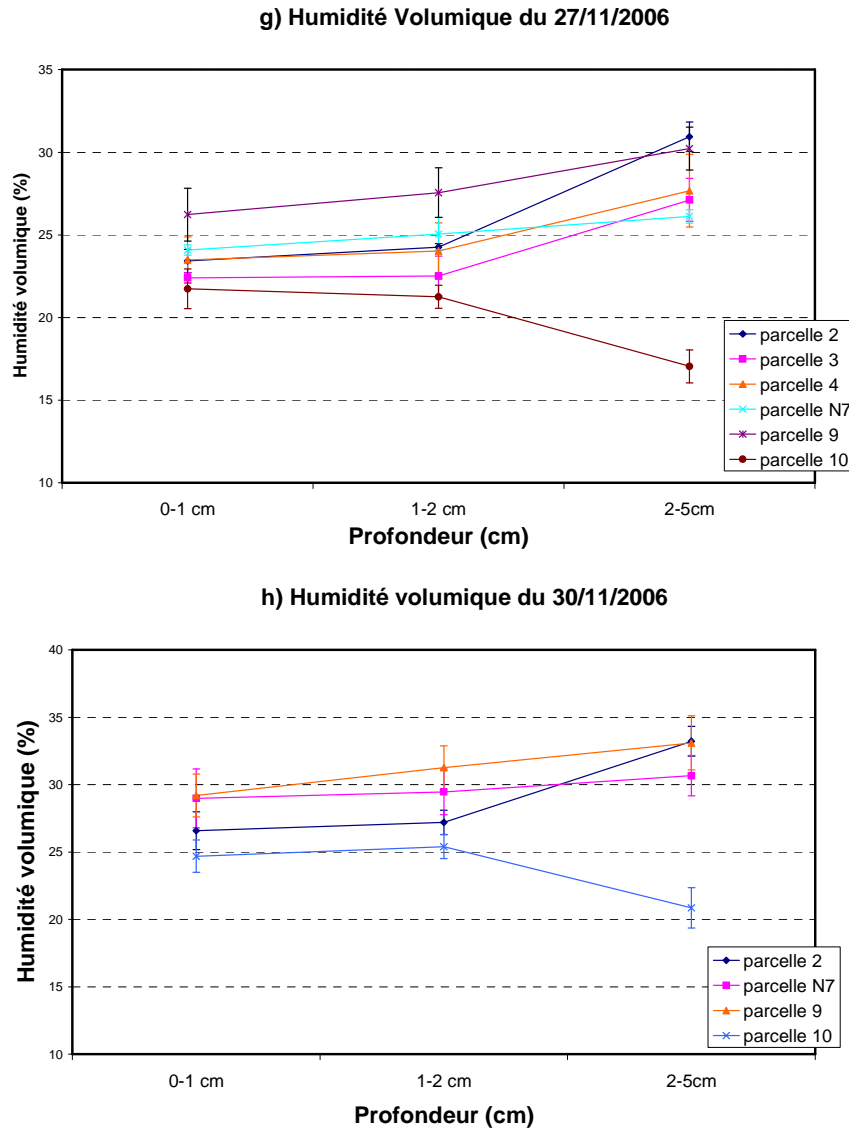


Figure 2. 1 : Variation de l'humidité volumique en fonction de la profondeur du sol pour chaque parcelle test, pour les différentes dates de la campagne sur le site de Villamblain.

Sur la Figure 2. 1 (a et b), pour les dates du 10 et 20 octobre 2006, les mesures ont été réalisées à l'aide de 3 cylindres en inox de différentes profondeurs (0-2cm, 0-5cm et 0-10cm). Pour les autres dates, nous avons effectué des mesures d'humidité sur différentes profondeurs : 0-1cm, 1-2cm, 2-5cm. Ces graphiques illustrent clairement que l'hypothèse d'un profil d'humidité uniforme sur les premiers centimètres du sol n'est valable que pour de fortes valeurs d'humidité ($W_s > 30\%$). Pour la plupart des parcelles tests, on observe une augmentation de l'humidité volumique avec la profondeur du sol, principalement dans les premiers centimètres. Dans le cas général, l'humidité du sol diminue pendant plusieurs heures et jours après un événement pluvieux. Alors le processus de diminution commence par la

surface du sol pour diminuer progressivement, avec un retard d'autant plus important que la profondeur augmente. Cet effet s'ajoute à la variation de la densité en fonction de la profondeur. L'humidité du sol diminue plus rapidement pour un sol dont la densité est faible.

On peut noter que sur les graphiques g et h de la Figure 2. 1, il y a moins de parcelles représentées, les semis ayant poussé, nous avons dû éliminer certaines parcelles à cause de la présence de végétation (blé d'une hauteur de 5 cm). D'autre part, la parcelle numéro 10 se démarque des autres. Cette parcelle est un gros labour. On observe une inversion de l'humidité due au travail effectué sur ce champ. L'humidité des deux premiers centimètres se trouve inversée avec celle qui est plus profonde (5-10 cm). Pour ce type de sol, l'application du protocole de mesure est plus compliqué à réaliser en raison de la présence de grosses mottes de terre, ce qui implique que les points de mesures sont difficilement représentatifs.

Dans cette partie, nous avons remarqué que l'humidité du sol sur les 5 premiers centimètres varie fortement. Ceci nous montre l'importance du protocole à réaliser lors de mesure de l'humidité de la surface du sol.

Lors de nos déplacements sur le terrain, parallèlement aux mesures d'humidité, nous avons effectué des mesures de rugosité. Nous avons travaillé en collaboration avec le BRGM, qui nous a mis à disposition le matériel nécessaire.

II.2.3 Mesure de rugosité

Pour ces mesures, le profilomètre à aiguilles utilisé a une longueur totale de un mètre avec un espacement de 2 cm entre chaque aiguille. Nous avons réalisé deux campagnes de mesure de rugosité (20/10/2006 et 14/11/2006) sur l'ensemble de nos 10 parcelles du site de Villamblain. Nous avons effectué cinq profils du sol dans la direction parallèle aux sillons et cinq autres dans la direction perpendiculaire aux sillons de la parcelle agricole.

Pour chaque journée de mesure de profils du sol, une large gamme de valeurs de rugosité a été rencontrée, allant de la surface lisse à des surfaces plus rugueuses, comme présenté dans le Tableau 2. 2. Les paramètres déduits à partir des fonctions de corrélation des hauteurs sont l'écart type des hauteurs (s) et la longueur de corrélation (l). La fonction de corrélation choisie pour décrire les profils de hauteurs est exponentielle [Zribi *et al.* 1997], du fait qu'elle correspond au mieux à nos mesures terrain.

$$C(x) = s^2 \exp\left(-\frac{|x|}{l}\right), \quad \text{E 2. 1}$$

Lors de cette campagne, nous avons obtenu des mesures d'écart type des hauteurs comprises entre 0.84 cm à 2.82 cm et des longueurs de corrélation allant de 2.1 cm à 6.5 cm.

Cependant, les longueurs de corrélation moyennes que nous avons extraites de nos profils de rugosité, mesurés sur le terrain, nous paraissent sous-évaluées. En effet, [Holah *et al.* 2005] ont effectué en 2003 des mesures de rugosité sur le site de Villamblain et ont obtenu des valeurs de longueurs de corrélation plus élevées, allant de 4 cm à 13 cm. On explique cet écart par le changement du travail de labour effectué sur les champs de cette région. Ces champs sont moins travaillés en profondeur (pour éviter de remonter les bactéries vers le sommet). On observe alors un travail plus régulier avec apparition de petites mottes. Ces petites mottes ont pour effet de diminuer l'estimation de longueur de corrélation.

Description des parcelles tests		Taille (pixels / m ²)	Rugosité Octobre 2006		Rugosité Novembre 2006	
			s (cm)	l (cm)	s (cm)	l (cm)
Parcelle 0	Sol motteux	306/47900	1.16	2.10		
Parcelle 1	Sol motteux	281/43900	1.16	2.10		
Parcelle 2	Labour avec chaumes	329/51400	0.84	6.25	1.06	2.24
Parcelle 3	Sol motteux	99/15500	1.89	4.45	2.03	6.58
Parcelle 4	Faible labour, sol motteux léger	87/13700	1.25	2.61	0.93	3.31
Parcelle 5	Sol lisse (petite motte légère)	297/46500	1.34	2.97	0.91	3.66
Parcelle 6	Sol lisse (petite motte légère)	184/28800	1.01	2.40	0.68	3.34
Parcelle 7	Petit labour	105/16400	2.58	3.72	1.18	2.72
Parcelle 8	Sol motteux (présence de cailloux)	274/42900	1.14	4.86	0.62	3.41
Parcelle 9	Labour	208/32600			0.94	2.31
Parcelle 10	Gros labour	473/74000			2.82	4.13

Tableau 2. 2 : Description des parcelles visitées durant la campagne dans la région de la petite Beauce et leurs paramètres de surface.

Le tableau 2.3 résume les caractéristiques et la gamme de valeurs des paramètres issues des mesures *in situ* et de l'imagerie radar pour les différents sites d'études dont on dispose pour les différents travaux menés dans cette thèse.

	Site d'étude	Beauce 2006	Avignon 1995	Pays de Caux 1998	Pays de Caux 1999	Orgeval 1994
Mesure <i>In Situ</i>	Humidité Volumique sur 5cm <i>Mv</i> (%)	12-32 Multicouche	2-39 Multicouche	27-40	35-43	27-38
	Ecart type des hauteurs <i>s</i> (cm)	0,5-2,8		0,25-3,3	0,22-3	0,6-3,4
	Longueur de corrélation <i>l</i> (cm)	2,1-6,6		3,1-12	5,2-12,2	4,1-13,3
	Composition					
	Limon (%)	60	54	65	65	78
	Argile (%)	30	40	13	13	17
Sable (%)	10	6	22,5	22,5	5	
	Types de sols	Semis, petit labour (avec mottes)		Semis, labour (récent/ancien), Chaumes	Semis, labour (récent/ancien)	Semis, labour (récent/ancien)
Image Radar	Différents capteurs (Coordonnées ou non avec les mesures <i>in situ</i>)	ASAR HH/VV (16-24°)			RADARSAT HH-VV (26°,40°) - (23°)	SIR-C HH/VV (44°,55°,57°)

Tableau 2.3 : Caractéristiques et paramètres des différents sites d'études.

Dans le prochain paragraphe, nous nous intéressons aux données issues de capteur embarqué sur des plates-formes satellitaires. Les produits obtenus sont des images radar et des images optiques.

II.2.4 Mesures satellites

Avant d'utiliser l'information radiométrique des images radar acquises pour la région de la petite Beauce, nous avons procédé à différentes étapes de traitement. Ces étapes consistent, d'une part, à étalonner les images ASAR pour transformer les comptes numériques (CN) des

images en des coefficients de rétrodiffusion (σ° en dB), et d'autre part, de géoréférencer les images radar ASAR à l'aide d'une image optique déjà géoréférencée.

II.2.4.1 Images radar et optique

Les images radar que nous traitons dans cette partie proviennent du capteur ASAR. Ce capteur est embarqué parmi d'autres instruments sur le satellite ENVISAT, lancé en mars 2002 par l'ESA. Il fonctionne en bande C (longueur d'onde de 5,6 cm). Nous avons utilisé des images acquises en mode de co-polarisation VV/HH [ASAR Product handbook⁶].

Le satellite étant placé sur une orbite polaire, il se déplace suivant deux orientations, l'une ascendante et l'autre descendante. En orbite ascendante, l'image acquise a subi une inversion haut-bas, néanmoins les pixels dans la direction de visée du capteur n'ont pas changés. En orbite descendante, l'image est inversée droite-gauche, le premier pixel de l'image acquise correspond au dernier de la scène (Figure 2. 2). De plus, les images ASAR couvrent une gamme d'incidence allant de 15° à 45,2° sur 7 modes de IS1 à IS7 (Annexe 3). Nous obtenons alors des images de bonne résolution, de l'ordre de 25 - 30m **avec** une taille de pixel **au sol** de 12.5m x 12.5 m.

Au niveau de la Petite Beauce, nous disposons lors de notre étude de huit images ASAR, couvrant la période d'octobre à décembre 2006.

Les images optiques SPOT-5, ont l'avantage de permettre une reconnaissance fiable de l'occupation du sol, tel que les forêts, sols nus, bâtiments, etc... Ce système est opérationnel depuis 1986, date du premier lancement du satellite SPOT. Le satellite SPOT-5 a été lancé en 2002 et permet d'obtenir une résolution au sol d'un pixel de 10m x 10m.

⁶ <http://envisat.esa.int/dataproducts/asar/CNTR.htm>

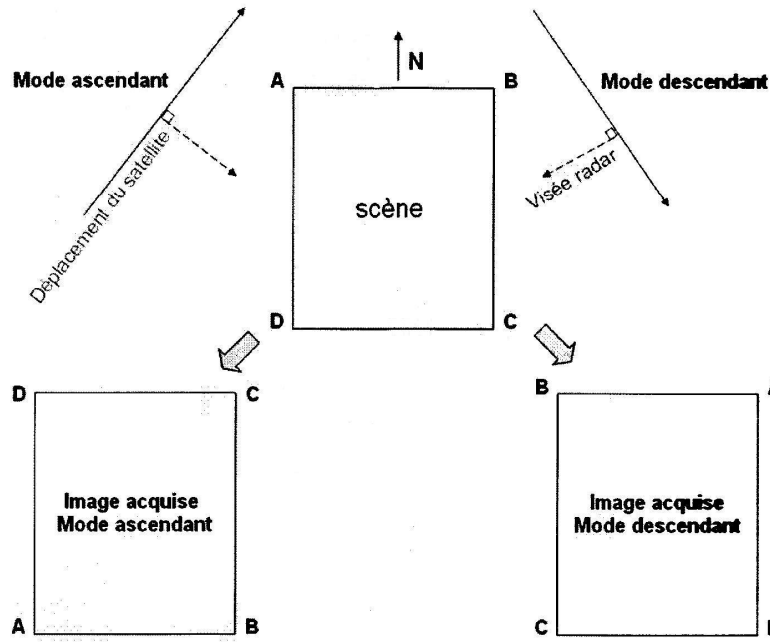


Figure 2. 2 : Géométrie d'acquisition radar

Pour notre étude, nous avons utilisé 2 images optiques (septembre et novembre 2006), ainsi qu'une troisième (2003) qui nous permet d'effectuer le géoréférencement de toutes nos images.

Date (jj/mm/aaaa)	Angle d'incidence	Capteur mode	Polarisation	Résolution du pixel (m)	Humidité moyenne (%) <i>In situ</i>
10/10/2006	16.6°	ASAR/IS1 descendante	HH/VV	12.5 x 12.5	23.3
20/10/2006	16.5°	ASAR/IS1 ascendante	HH/VV	12.5 x 12.5	23.3
26/10/2006	20.5°	ASAR/IS2 descendante	HH/VV	12.5 x 12.5	21.5
08/11/2006	20.3°	ASAR/IS2 ascendante	HH/VV	12.5 x 12.5	20.2
14/11/2006	16.7°	ASAR/IS1 descendante	HH/VV	12.5 x 12.5	21.8
24/11/2006	16.4°	ASAR/IS1 ascendante	HH/VV	12.5 x 12.5	31
27/11/2006	24,1°	ASAR/IS2 ascendante	HH/VV	12.5 x 12.5	25.7
19/12/2006	16.6°	ASAR/IS1 descendante	HH/VV	12.5 x 12.5	27.9

Tableau 2. 4 : Caractéristiques des images radar

Le tableau 2.4 résume les caractéristiques des images radar. On y retrouve les différents modes d'acquisitions, l'angle d'incidence et l'humidité moyenne de l'ensemble de nos parcelles sur notre zone d'étude (Villamblain).

Dans le prochain paragraphe, j'expose la première étape de traitement de nos images radar ASAR qui est l'étalonnage.

II.2.4.2 Etalonnage radiométrique des images ASAR

J'ai effectué un étalonnage des images radar ASAR pour transformer le signal radar (CN) en coefficient de rétrodiffusion (σ^0 linéaire). Pour effectuer ce travail, j'ai utilisé le logiciel Best de l'ESA⁷, qui permet une lecture et l'étalonnage des images ASAR.

Le coefficient de rétrodiffusion est défini par l'équation suivante :

$$\sigma^0(\theta) = \frac{CN^2 \sin \theta}{K} \quad \text{E 2. 2}$$

Où CN est le compte numérique de chaque pixel, θ l'angle de visée, et K la constante d'étalonnage.

Par la suite, le coefficient de rétrodiffusion est exprimé en décibel suivant la définition :

$$\sigma_{dB}^0 = 10 \log_{10} \sigma^0 \quad \text{E 2. 3}$$

Une fois que nous avons converti nos images en coefficient de rétrodiffusion exprimé en décibels, nous géoréférençons chaque image ASAR et SPOT-5. Nous estimons que la correction radiométrique nous donne une erreur de 0,5db sur notre coefficient de rétrodiffusion moyen.

II.2.4.3 Géoréférencement des images et extraction des parcelles tests

Le géoréférencement de nos images est une étape indispensable. La méthode employée repose sur l'utilisation de Points de Contrôle au Sol (PCS), visible sur l'image radar (ou optique) à référencer. J'ai utilisé une image optique SPOT déjà géoréférencée (2003), et pris en compte une quarantaine de points de contrôle répartie sur la zone d'étude afin d'effectuer une correction de bonne qualité. Cette opération s'est effectuée à l'aide du logiciel ENVI d'IDL. Nous avons choisi, lors de cette correction, d'avoir une erreur inférieure à 0,7 (rms<0.7).

Par la suite, afin d'étudier le comportement du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'humidité de surface du sol, nous avons calculé pour chaque parcelle test le coefficient de rétrodiffusion moyen. Chaque parcelle a été identifiée comme une région d'intérêt (ROI), à partir du logiciel ENVI et des coordonnées GPS relevées sur place, sur nos images optiques.

⁷ <http://earth.esa.int/best/>

Nous avons retiré les pixels constituant les bords de ces champs, pour tenir compte de l'erreur de géoréférencement des images radar ASAR. Nous avons appliqué un masque pour chaque parcelle test sur nos images radar et extrait le coefficient de rétrodiffusion moyen.

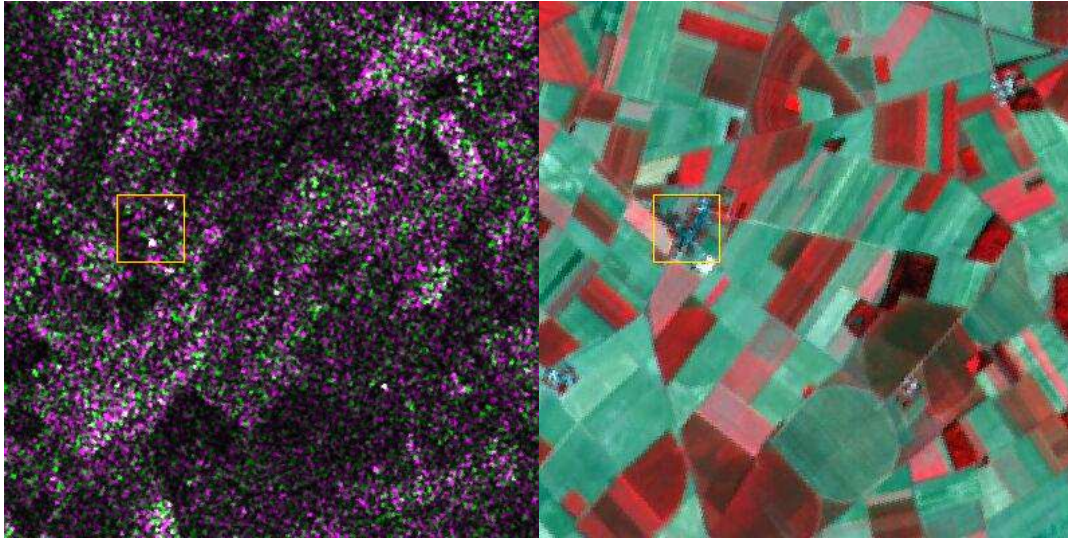


Figure 2. 3 : Image radar SAR (octobre 2006, à gauche) et image optique SPOT-5 (septembre 2006, à droite), dans la région de la Petite Beauce (site de Villamblain).

A gauche de la Figure 2. 3 se situe une image radar, avec la superposition des bandes HH et VV, et à droite une image SPOT-5 sur notre zone d'étude. Le carré jaune sur chacune des 2 images représente le village de Villamblain. Cette Figure 2. 3 illustre bien la nécessité d'utiliser une image optique pour le référencement de nos parcelles tests. Les limites des parcelles, les routes et autres éléments identifiables sur l'image optique ne le sont pas sur une image radar.

A partir des images optiques, nous avons calculé l'indice de végétation NDVI de chaque parcelle. Cet indice est très sensible à la santé de la végétation. Une végétation en développement contient une grande quantité de chlorophylle. Cette substance de la plante a les propriétés d'absorber le rayonnement rouge et de réfléchir l'infrarouge. L'indice de végétation NDVI est égal au rapport de la différence et de la somme du rayonnement du proche infrarouge (PIR) et du rouge (R). Nous avons appliqué cet indice sur chacune de nos parcelles afin d'éliminer toutes les parcelles présentant une couverture végétale.

A présent, nous disposons des mesures d'humidité, de rugosité et des coefficients de rétrodiffusion pour chaque parcelle test et pour les huit dates de la campagne de mesure.

A chaque pixel de notre image radar SAR correspond un angle d'incidence différent. Dans le but de traiter nos données issues de ces images et effectuer une analyse entre le signal radar rétrodiffusé et de l'humidité, nous avons choisi de normaliser nos données radar, c'est à dire ramener tous les pixels à un même angle d'incidence.

II.2.4.4 Normalisation des données

Une fois les images radar étalonnées et les parcelles tests extraites, nous avons estimé une valeur moyenne du signal radar. Or, comme indiqué dans le tableau 2.4, chaque image radar possède sa propre configuration IS1 ou IS2 (Annexe 3), avec des angles d'incidence de faibles valeurs, allant de 15° à 26°. Sur notre zone d'étude, l'angle d'incidence moyen varie entre ces images entre 16.4° et 24.1° (tableau 2.4). Pour comparer le signal radar moyen de chaque parcelle test, sur le site de Villamblain, pour les différentes dates d'acquisition, nous proposons de normaliser toutes nos données à un angle d'incidence de 20°.

Pour cela, nous nous basons sur une interpolation linéaire entre les données issues des images radar ASAR et leurs angles d'incidence pour la configuration IS1 (Figure 2. 4) et une interpolation polynomiale du second degré pour la configuration IS2, comme illustré sur la Figure 2. 5. Les données utilisées pour retrouver ces relations sont issues d'un grand nombre de zones d'intérêt (ROI >20), repérées sur les sols nus. Ces régions d'intérêt ont une taille minimale de 407 pixels et maximale de 4336 pixels. Ces régions d'intérêts sont réparties sur l'image radar, en partant de la gauche vers la droite de l'image, c'est-à-dire de l'angle d'incidence le plus faible vers le plus élevé, afin d'obtenir une gamme de valeur d'angle la plus variée. Nous avons extrait de ces régions d'intérêts le coefficient de rétrodiffusion.

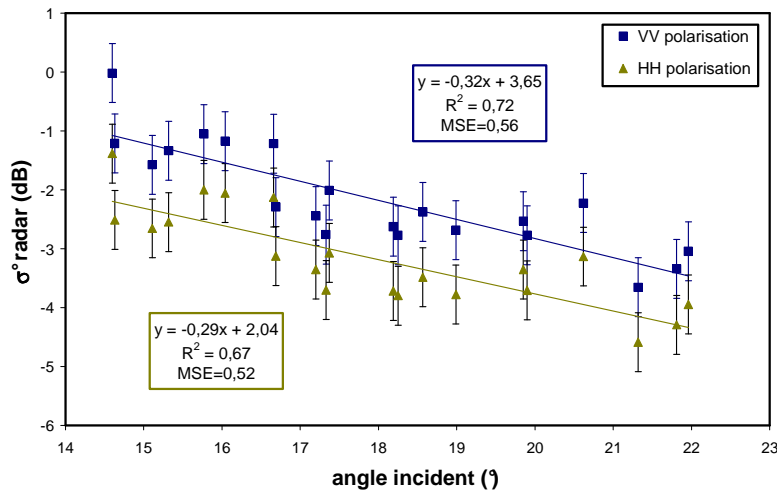


Figure 2. 4 : Illustration de l’interpolation linéaire entre le signal radar moyen pour les différentes parcelles et les angles incidents, en configuration IS1 (Villamblain, 24 novembre 2006).

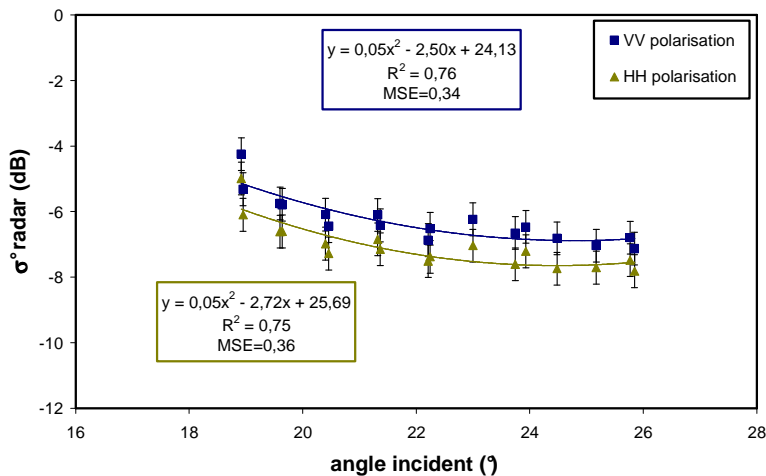


Figure 2. 5 : Illustration de l’interpolation polynomiale entre le signal radar moyen pour les différentes parcelles et les angles incidents, en configuration IS2 (Villamblain, 8 novembre 2006).

Pour la configuration IS1, l’analyse a été faite sur la journée la plus humide de notre campagne de mesure (24/11/2006). Le choix d’une relation linéaire nous paraît acceptable, avec une corrélation de 0,67 et 0,72 pour les deux polarisations HH et VV, respectivement. Pour la configuration IS2, l’analyse a été faite pour la journée la plus sèche, où il y a une faible variation spatiale de l’humidité de surface, afin de vérifier l’indépendance des paramètres extraits liés à l’humidité de surface. Le choix d’une interpolation polynomiale (du

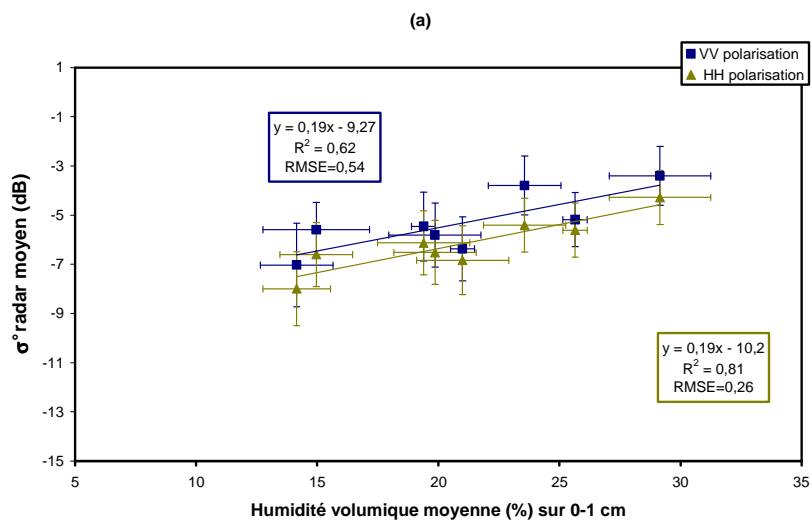
second degré) a été faite par l'obtention d'une meilleure corrélation ($R^2 > 0.75$ pour HH et VV).

Sur la Figure 2. 4 et la Figure 2. 5, les erreurs sur la normalisation sont limitées, ne dépassant pas 0.56dB pour la configuration IS1 et 0.36dB pour la configuration IS2, pour les polarisations HH et VV. Ceci est dû particulièrement aux petites variations spatiales et temporelles de la rugosité sur le site de Villamblain.

Chaque pixel de nos images radar étant ramené à un unique angle d'incidence, nous pouvons procéder comme décrit dans le prochain paragraphe à une analyse des données d'humidité de la surface du sol en fonction du coefficient de rétrodiffusion, calculé à partir de ces images radar.

II.2.5 Analyse de la corrélation entre les mesures d'humidité et les mesures radar

Lors de cette analyse, nous caractérisons le signal radar en fonction de l'humidité du sol, en moyennant les données d'humidité de surface et du signal radar sur toutes les parcelles de sols nus du site de Villamblain. On considère donc l'hypothèse que l'effet de la rugosité sur le signal radar est approximativement le même pour les huit dates de campagnes de mesures sur ce site. Cette hypothèse est valable du fait que nous travaillons à l'échelle de notre zone d'étude et que nous considérons que nous avons une large gamme de rugosité, de la surface lisse à la surface rugueuse, pour chacune des dates de la campagne.



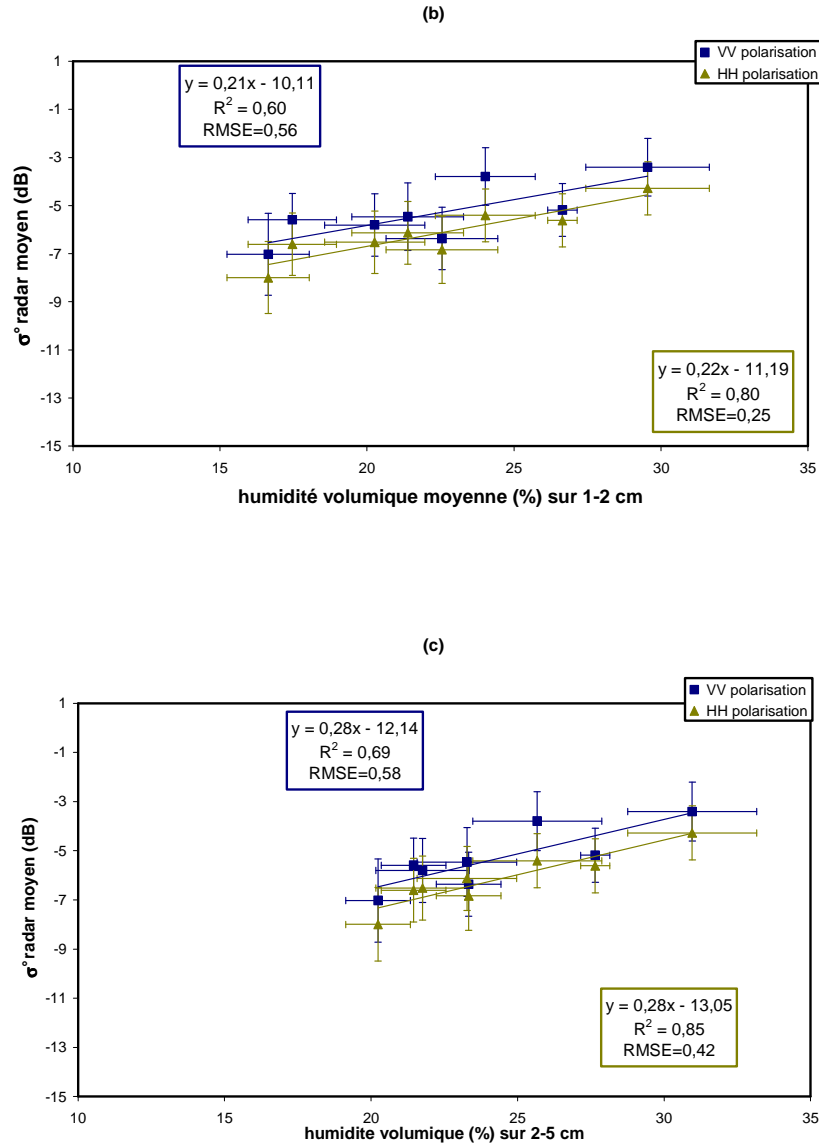


Figure 2. 6 : Graphique représentant le comportement du signal radar en fonction de l'humidité du sol mesurée à différentes profondeurs (a) 0-1cm, (b) 0-2cm et (c) 0-5cm.

Les graphiques (a, b et c) de la Figure 2. 6 illustrent le signal moyen, calculé sur les mêmes parcelles tests, en fonction de l'humidité moyenne sur différentes profondeurs (0-1cm, 0-2cm et 0-5cm). Ces résultats montrent une différence entre les trois relations linéaires pour chaque profondeur. La sensibilité du signal radar par rapport à l'humidité du sol est de 0.19dB/% (0.19dB/%), 0.21dB/% (0.22dB/%), et 0.28dB/% (0.28dB/%) pour les trois profondeurs respectives, en polarisation VV (respectivement en HH).

Ces résultats illustrent une variation de la sensibilité de σ° en fonction de l'humidité de la surface du sol, qui souligne l'importance de l'épaisseur de la couche du sol. On observe une

sensibilité plus forte pour la couche la plus épaisse. En effet, la dynamique d'humidité est plus faible lorsque l'on considère une couche plus profonde.

Nous avons vu que l'humidité sur les 5 premiers centimètres n'était pas constante. Dans la prochaine partie, nous nous intéressons à la modélisation du signal radar, en introduisant l'aspect multicouche de l'humidité dans le modèle IEM.

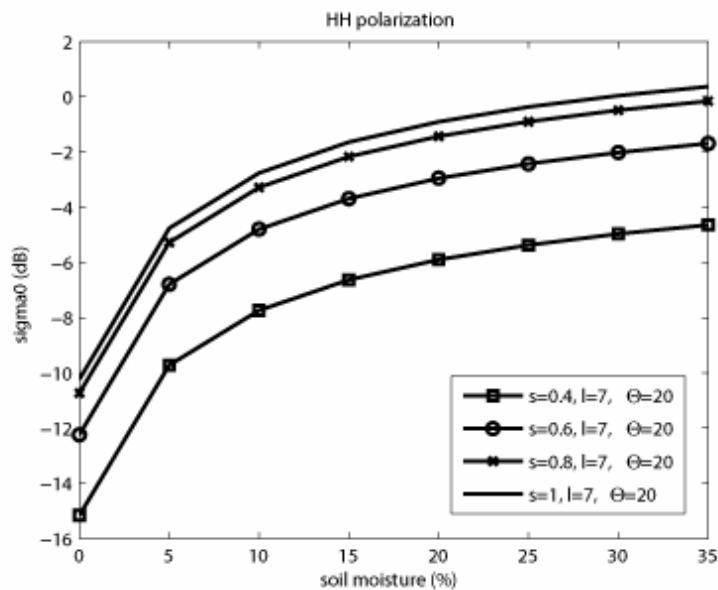
II.3 Modélisation IEM

Nous rappelons que la version du modèle IEM utilisé dans cette partie utilise la fonction de transition, proposée par [Wu *et al.* 2001]. Les paramètres d'entrées du modèle IEM sont la constante diélectrique et la fonction d'autocorrélation des hauteurs. La constante diélectrique est calculée, pour chaque bande de fréquence, selon la méthode empirique développée par [Hallikainen *et al.* 1985]. Pour estimer ce paramètre, une valeur d'humidité volumique de surface et une description de la texture du sol sont nécessaires.

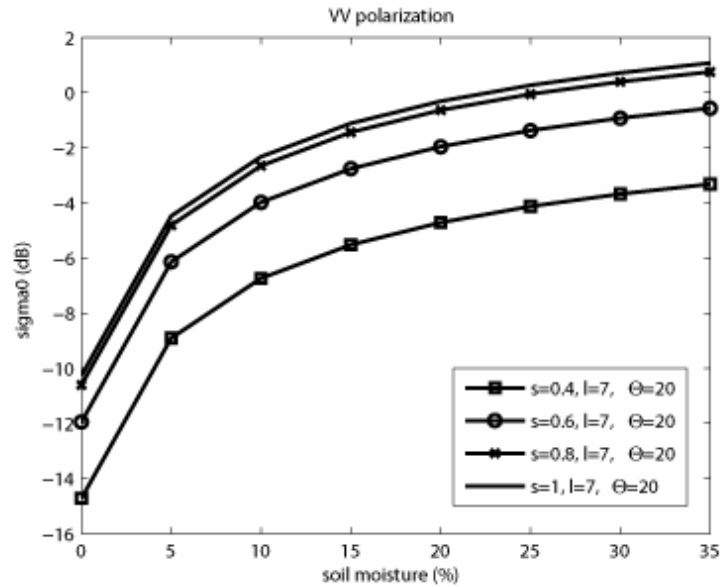
II.3.1 Comportement du modèle

La Figure 2. 7 illustre la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion σ° simulé par IEM, en fonction de l'humidité du sol, comprise entre 0 et 35%, pour différentes valeurs de rugosité ($s=0.4$ cm, $s=0.6$ cm, $s=0.8$ cm et $s=1$ cm), pour les deux polarisations parallèles.

On observe un comportement identique pour les différentes valeurs de rugosité, avec une augmentation du signal simulé par IEM en fonction de l'humidité croissante. On distingue également une tendance à la saturation du signal radar simulé lorsque l'humidité du sol devient de plus en plus élevée. Cette saturation est généralement moins importante pour les données réelles (Figure 2. 6), qui montrent une augmentation linéaire même pour une humidité du sol autour de 30% [Le Hégarat *et al.* 2002].



(a)



(b)

Figure 2.7 : Analyse de la sensibilité du modèle IEM en fonction de la rugosité et humidité en polarisation HH (a) et VV (b) et pour un angle d'incidence de 20°

II.3.2 Modélisation multi couche avec le modèle IEM

Dans le but d'analyser les effets du profil de la permittivité diélectrique, j'ai introduit une modification au niveau des coefficients de réflexion de Fresnel du modèle IEM en introduisant 3 couches 'factices' (0-1cm, 1-2cm, 2-5cm). Nous avons choisi un modèle incohérent pour la réflexion basée sur une approche multicouche. Cette approche est conceptuelle car il n'existe pas de couche physiquement, mais plutôt une variabilité continue. Un modèle de diffusion de volume serait probablement plus approprié pour prendre en compte un gradient d'humidité mais la complexité d'un tel modèle rend le problème plus difficile à traiter. Nous avons choisi une façon simplifiée pour décrire le volume. Nous proposons de traiter ce problème en utilisant un modèle de diffusion de surface, en nous basant sur un modèle de surface (IEM), qui tient compte d'une permittivité de surface. Nous introduisons la conception de couche et calculons une permittivité effective. Elle prend en compte les différentes permittivités diélectriques des trois couches fictives. Nous effectuons également une nouvelle estimation des coefficients de réflexion de Fresnel pour cette analyse en multicouche.

II.3.2.1 Permittivité en multi couche

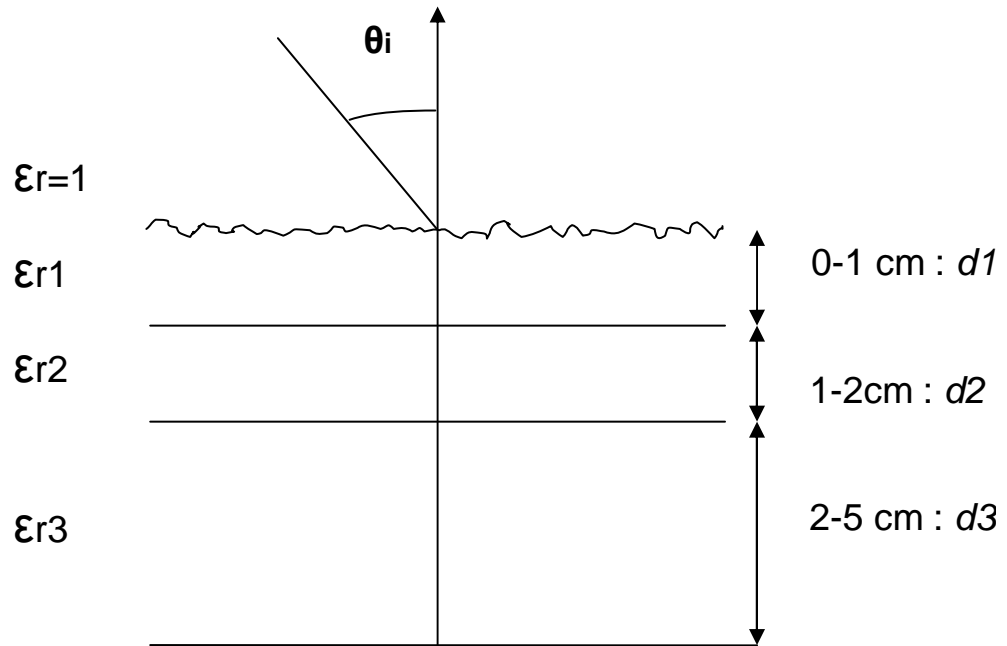


Figure 2. 8 : Représentation conceptuelle des 3 couches (0-1cm, 1-2cm et 2-5cm).

La Figure 2. 8 illustre une coupe transversale de notre représentation conceptuelle de la surface du sol sur les cinq premiers centimètres. Cette surface est divisée en trois couches par une interface considérée comme plane. Chaque couche possède une permittivité relative ϵ_r ($\epsilon_{matériau} = \epsilon_0 \times \epsilon_r$), une épaisseur d et un coefficient de réflexion de Fresnel R .

Pour calculer la nouvelle permittivité diélectrique à la surface, la permittivité effective, nous modifions les coefficients de réflexion de Fresnel du modèle IEM.

II.3.2.2 Modification des coefficients de réflexion de Fresnel

Sur le terrain, il n'y a pas de frontières entre les couches, et le sol est caractérisé par un profil diélectrique continu. Un traitement en mode incohérent a été choisi afin d'éviter un comportement oscillatoire dû à l'hypothèse des trois couches distinctes, causé par l'interférence des multiples réflexions. Le mode cohérent tient compte de l'amplitude et de la phase de la réflexion dans le milieu étudié tandis que le mode incohérent ne considère que l'amplitude [Ulaby *et al.* 1981]. On se place à l'angle d'incidence normal ($\theta=0$).

D'après l'article de [Fung *et al.* 1997], le coefficient de réflexion est décrit par l'équation suivante :

$$R_{2i} = \frac{R_0 + R_1 * \exp(-2\alpha d)}{1 + R_0 * R_1 * \exp(-2\alpha d)} \quad \text{E 2. 4}$$

Avec R_1 et R_2 les coefficients de réflexion de Fresnel aux limites de la couche, R_0 celui de la couche ajoutée, d l'épaisseur de la couche et α est le paramètre qui dépend de la permittivité diélectrique relative ϵ_r et de la longueur d'onde du vide λ_0

Et la permittivité effective correspondante est :

$$\epsilon_{eff}(z) = \left(\frac{1 + R_{2i}}{1 - R_{2i}} \right)^2 \quad \text{E 2. 5}$$

Cette permittivité effective tient compte des permittivités des différentes couches.

Pour notre cas d'étude, les coefficients R_0, R_1, R_2 sont les coefficients de réflexion de Fresnel aux limites des trois couches indépendantes. Les indices h et v désignent respectivement la polarisation horizontale et verticale.

Le coefficient de réflexion de Fresnel, entre l'air et la couche 1 est défini par :

$$R_0^h = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{\epsilon_{r1} - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{\epsilon_{r1} - \sin^2 \theta_i}} \quad \text{E 2. 6}$$

$$R_0^v = \frac{\epsilon_1 \cos \theta_i - \sqrt{\epsilon_1 - \sin^2 \theta_i}}{\epsilon_1 \cos \theta_i + \sqrt{\epsilon_1 - \sin^2 \theta_i}}$$

Le coefficient de réflexion de Fresnel, entre la couche 1 et la couche 2 est défini par :

$$R_1^h = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{(\epsilon_{r2} / \epsilon_{r1}) - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{(\epsilon_{r2} / \epsilon_{r1}) - \sin^2 \theta_i}} \quad \text{E 2. 7}$$

$$R_1^v = \frac{\epsilon_2 \sqrt{\epsilon_1 - \sin^2 \theta_i} - \epsilon_1 \sqrt{\epsilon_2 - \sin^2 \theta_1}}{\epsilon_2 \sqrt{\epsilon_1 - \sin^2 \theta_i} + \epsilon_1 \sqrt{\epsilon_2 - \sin^2 \theta_1}}$$

Le coefficient de réflexion de Fresnel, entre la couche 2 et la couche 3 est défini par :

$$R_2^h = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{(\epsilon_{r3} / \epsilon_{r2}) - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{(\epsilon_{r3} / \epsilon_{r2}) - \sin^2 \theta_i}} \quad \text{E 2. 8}$$

$$R_2^y = \frac{\varepsilon_3 \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_1} - \varepsilon_2 \sqrt{\varepsilon_3 - \sin^2 \theta_2}}{\varepsilon_3 \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_1} + \varepsilon_2 \sqrt{\varepsilon_3 - \sin^2 \theta_2}}$$

Les coefficients des trois couches considérées se présentent sous la forme suivante :

$$R_{2-5cm} = R_2 \tag{E 2. 9}$$

$$R_{1-2cm} = \frac{R_1 + R_2 * \exp \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right) * d_2 \right]}{1 + R_1 R_2 * \exp \left[-2 * \left\{ \frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right\} * d_2 \right]} \tag{E 2. 10}$$

$$R_{0-1cm} = \frac{R_0 + R_1 * \exp \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r1}}) \right) * d_1 \right] + R_0 R_1 R_2 * \exp \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right) * d_2 \right]}{1 + R_0 R_1 * \exp \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r1}}) \right) * d_1 \right] + R_1 R_2 * \exp \left[-2 * \left\{ \frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right\} * d_2 \right]} +$$

$$\text{suite} \frac{R_2 * \exp \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r1}}) \right) * d_1 \right] * \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right) * d_2 \right]}{R_0 R_2 * \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r1}}) \right) * d_1 \right] * \left[-2 * \left(\frac{2 * \pi}{\lambda_0} * ima(\sqrt{\varepsilon_{r2}}) \right) * d_2 \right]} \tag{E 2. 11}$$

La modification établie, je présente en quatrième partie les résultats des simulations, en comparant les deux versions du modèle IEM.

II.4 Applications et Résultats

II.4.1 Comparaison entre les données simulées et réelles

Dans un premier temps, nous prenons classiquement le modèle IEM à une couche et donc l'humidité de surface moyennée sur les 5 premiers centimètres de la surface en entrée du modèle. Nous effectuons une comparaison entre les données issues des images radar et celles simulées par le modèle à une couche, pour les parcelles représentatives du site de Villamblain, présentée sur la Figure 2. 9.

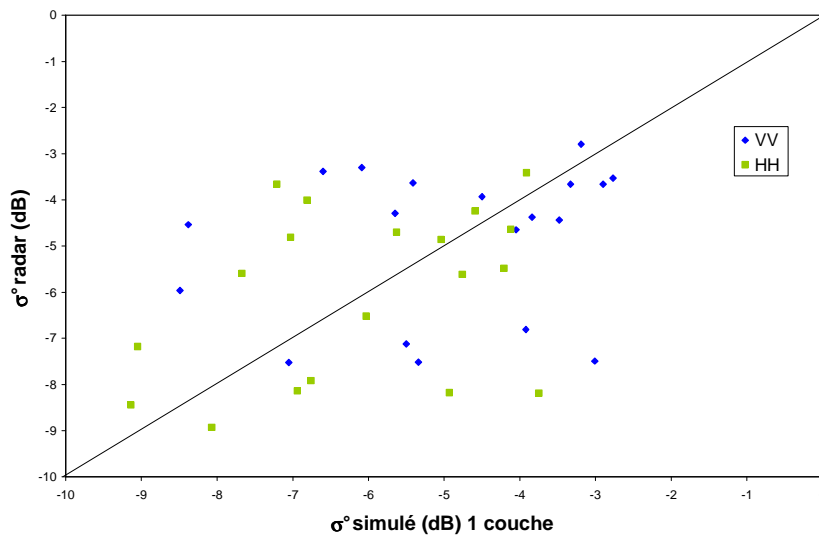


Figure 2. 9 : Comparaison entre les données simulées et réelles pour les parcelles représentatives sur le site de Villamblain, polarisations HH et VV, $\theta=20^\circ$.

Sur ce graphique, le nuage de point est écarté de la médiane et indique qu'il a autant de données simulées surestimées que sous-estimées par rapport aux données expérimentales. Tel que représenté, ce premier résultat montre un défaut dans la modélisation. Notre démarche n'est pas de remettre en cause directement le modèle IEM mais plutôt la description du milieu. Nous avons donc introduit l'aspect multi-couche dans le modèle dans le but d'essayer d'obtenir de meilleurs résultats et diminuer l'écart entre nos données simulées/réelles. La comparaison entre les deux versions du modèle sur le site de Villamblain est présentée dans le prochain paragraphe.

II.4.2 Comparaison des deux versions du modèle

A partir des mesures effectuées au sol pour les deux sites expérimentaux, nous avons calculé les coefficients de rétrodiffusion pour chaque mesure d'humidité en utilisant à la fois le modèle incluant les trois couches et sa version originale à une couche.

La Figure 2. 10 illustre les résultats de ces simulations à l'échelle du site de Villamblain pour les huit dates de la campagne. Nous avons fixé une longueur de corrélation de $l'=7\text{cm}$ et un écart-type des hauteurs $s'=0,5\text{ cm}$ en paramètre d'entrée du modèle. Ils montrent que la différence entre les deux types de simulation n'excède pas 0.5 dB. Pour les valeurs d'humidité les plus élevées ($>30\%$), il n'y a aucune différence entre les deux versions du modèle. Cela est lié au début de saturation due aux fortes humidités et aux faibles variations sur les différents niveaux de la couche. En revanche pour des humidités plus faibles, on s'aperçoit que cette différence augmente. Les données que nous avons récoltées lors de cette campagne ne descendent pas en moyenne en dessous des 20% d'humidité.

Bien que cette différence ne soit pas très grande, par rapport à d'autres effets liés à la végétation ou à la rugosité, cela montre qu'il peut y avoir une influence sur la relation entre les mesures d'humidité et les mesures radar. Pour cette gamme d'humidité ($Mv>20\%$), la différence entre les deux versions du modèle se retrouve dans l'estimation de l'erreur de mesure du coefficient de rétrodiffusion $\Delta\sigma^\circ=0,5\text{dB}$ (§II.2.4.2). Cependant on a une tendance à la baisse du signal pour l'ensemble des valeurs d'humidités volumiques. Ce résultat va dans le sens de ce qu'on souhaite obtenir, c'est-à-dire une baisse de σ° simulé dans cette gamme d'humidité afin de réduire l'écart entre les données observées et simulées.

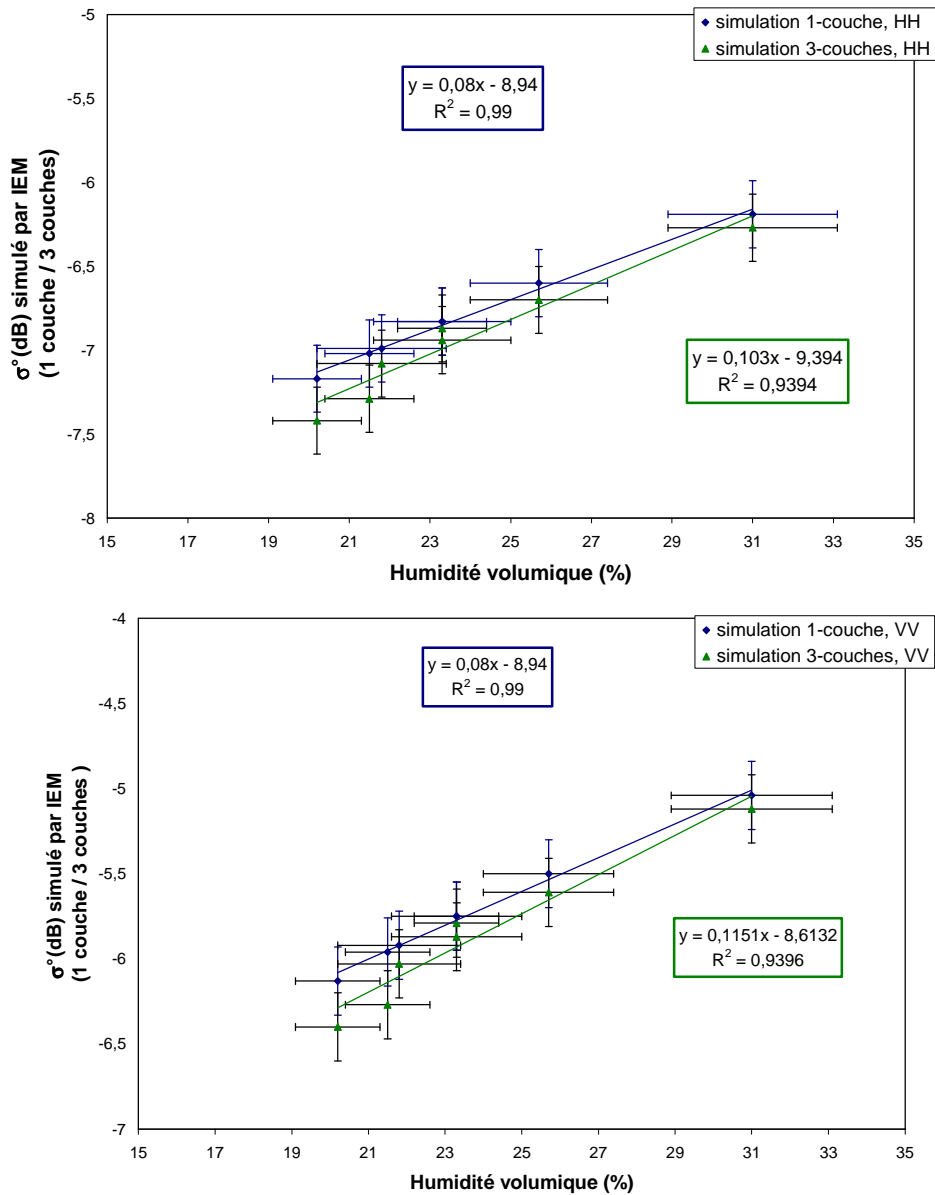


Figure 2. 10 : Comparaison des valeurs du coefficient de rétrodiffusion, obtenues pour les deux versions du modèle IEM, en fonction de l'humidité moyenne mesurée sur le site de Villamblain, pour les 8 dates de mesures (HH et VV).

Sur la Figure 2. 11 et la Figure 2. 12, on illustre les mesures d'humidité acquises sur toutes les parcelles tests des deux sites d'études. Comme on peut l'observer sur ces deux figures, les simulations effectuées à l'aide des deux versions IEM montrent que le modèle multi-couche n'a pas d'influence sur les simulations pour des valeurs d'humidité élevées (>25%). Sur les graphiques de la Figure 2. 11, une différence apparaît entre les simulations des deux versions

du modèle pour une humidité inférieure à 15% avec une augmentation de σ° et une baisse de σ° entre 15% et 20% d'humidité, pour les deux polarisations HH et VV.

Sur ce graphique, on retrouve une variation plus lente du σ° simulé pour une humidité supérieure à 30% pour les deux versions du modèle. En revanche, on retrouve une relation linéaire entre 10% et 20% d'humidité comme pour nos données radar réelles de la Figure 2. 6 où l'on a une augmentation linéaire.

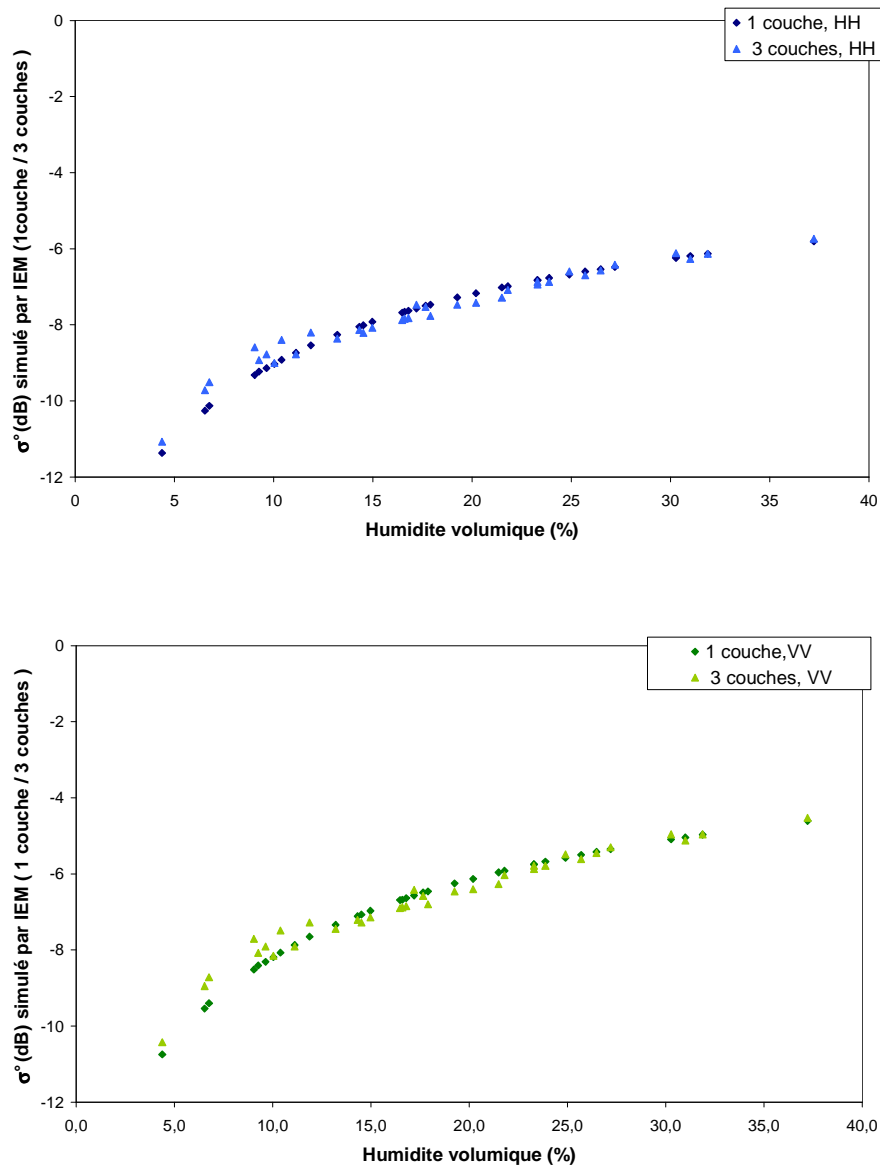


Figure 2. 11 : Comparaison des valeurs du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'humidité pour chaque parcelle test des sites d'Avignon et de Villamblain, en polarisation HH en haut et VV en bas.

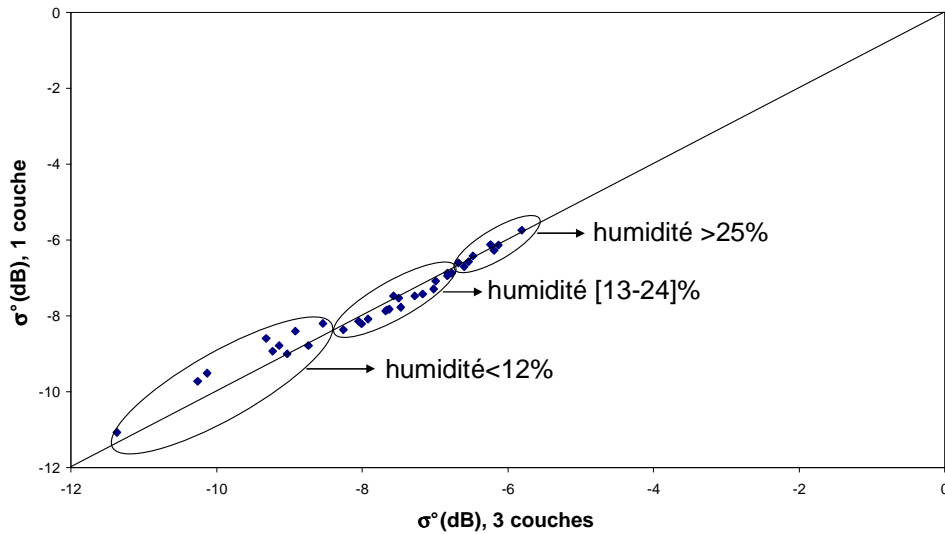


Figure 2. 12 : Comparaison des simulations deux versions du modèle, pour les données d'humidité des deux sites, polarisation HH.

Pour l'humidité volumique du sol, comprise entre 12% et 24%, une diminution de la valeur du signal radar est constatée en utilisant un modèle multi-couche (Figure 2. 12) [Le Morvan *et al.* 2008]. Cette diminution s'explique par la sous-estimation de la rétrodiffusion au niveau des couches situées entre 0 et 2 cm (couche plus sèche), alors que la moyenne est réalisée sur la couche comprise entre 0 et 5cm. On observe bien sur cette figure une diminution des valeurs du coefficient de rétrodiffusion pour le modèle à trois couches. La pénétration d'onde est plus faible en raison d'une couche très humide entre 2-5cm. L'effet des deux premières couches est donc plus fort que la couche comprise entre 2 et 5cm. Ces premières couches sont généralement plus sèches et donc possèdent une humidité plus faible que la valeur moyenne calculée sur l'ensemble des mesures. Pour la gamme d'humidité comprise entre 3% et 12% un comportement inverse est observé. Cela est dû au fait que la moyenne de l'humidité du sol sous-estime l'effet des couches profondes. L'humidité de ces couches profondes (2-5cm) est supérieure à la valeur moyenne (0-5cm) mais restant inférieure à 20%. Les couches profondes ont une contribution plus importante en raison de la pénétration du signal radar qui est plus profonde, c'est-à-dire supérieure à 5cm. Comme on a pu l'observer lors des mesures expérimentales, les couches les plus profondes ont une humidité du sol plus forte ou semblable aux premiers centimètre de la surface (graphiques a et b de la Figure 2. 1).

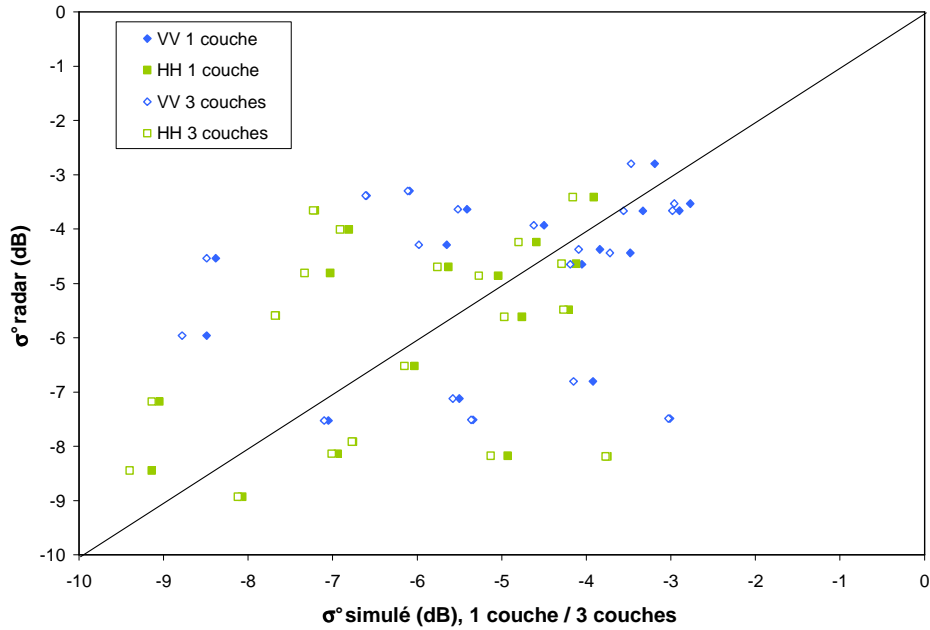


Figure 2. 13 : Comparaison entre les données simulées (1 couche / 3 couches) et réelles pour les parcelles représentatives sur le site de Villamblain, polarisations HH et VV, $\theta=20^\circ$

Enfin, la Figure 2. 13 représente la comparaison entre σ° radar et σ° simulé pour les deux versions du modèle 1 couche/ 3 couches, à l'échelle de la parcelle. Cette figure complète la Figure 2. 9. Nous regardons l'effet induit par un profil d'humidité sur σ° simulé. Les points situés sous la droite d'équation $y=x$ montrent une surestimation du modèle à une couche par rapport aux données réelles et vice-versa. Le modèle à trois couches apporte une amélioration au niveau de la surestimation du modèle à 1 couche, cependant elle n'excède pas 0.5 dB. En revanche, lorsque la surestimation provient des données réelles, on obtient un plus grand écart entre les simulations et les mesures.

II.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre est d'analyser l'effet de la prise en compte d'un profil d'humidité en fonction de la profondeur du sol, sur l'estimation du signal radar sur des sols nus. Sur le terrain, il n'est pas possible de constituer une gamme complète de la variabilité de l'humidité en fonction de la profondeur des sols. L'introduction de ce profil d'humidité dans le modèle IEM est proposée. Cette modification comporte trois couches ayant chacune une valeur différente d'humidité du sol. La relation entre le signal radar et l'humidité du sol révèle une forte dépendance à la profondeur de la mesure. A l'analyse des résultats présentés, on voit que la description en une couche ou en trois couches a une influence sur les simulations. L'effet de cette modification n'excède pas 0.5 dB sur les mesures expérimentales. Cet effet explique en partie les différences dans les paramètres de la relation linéaire entre le signal radar et l'humidité du sol. Les simulations montrent aussi la contribution de chacune des trois couches en fonction de l'humidité du sol.

Enfin, le principal résultat de cette étude est que le protocole utilisé pour mesurer l'humidité du sol est d'une importance capitale. Différentes mesures effectuées sans une connaissance précise de la profondeur peut entraîner une estimation très variable de la pente entre l'humidité du sol et le signal radar. On observe cette variabilité dans plusieurs travaux [Le Hégarat-Masclé *et al.* 2002 ; Moran *et al.* 2000]. [Zribi *et al.* 2005b] ont montré l'effet de la rugosité sur la variation de cette relation.

Chapitre 3 : Nouvelle modélisation de la constante diélectrique : introduction de poches d'air

III.1 Introduction

Afin de poursuivre notre but, en obtenant l'écart le plus faible entre les coefficients de rétrodiffusion de nos données mesurées et simulées par le modèle IEM, nous proposons des développements sur différents paramètres (humidité, rugosité, constante diélectrique,...). Notre objectif est d'améliorer la description des surfaces agricoles. Dans le chapitre 2, nous avons introduit l'aspect multi-couche de l'humidité de la surface du sol, pour prendre en compte une composante volumique dans le problème de la diffusion, tout en gardant un modèle de surface. Dans ce chapitre, nous redéfinissons la constante diélectrique à partir de la nouvelle description du sol. Un sol est non homogène de part sa composition mais également par sa géométrie. L'actuelle constante diélectrique est calculée à partir d'un modèle diélectrique de mélange. Nous souhaitons la redéfinir pour qu'elle tienne compte de la composition air/sol. Les parcelles agricoles, plus ou moins rugueuses, présentent à leur surface des mottes de terre, incluant des fractions d'air entre elles. La description du sol sous cette forme est présentée en deuxième partie de ce chapitre. Ces fractions d'air ne sont pas prises en compte dans l'estimation de la constante diélectrique lorsque nous utilisons les mesures effectuées soit par la méthode gravimétrique soit par l'utilisation d'une sonde TDR. Notre analyse est alors basée sur la fraction du sol uniquement.

Dans notre travail, nous proposons une nouvelle façon de décrire la constante diélectrique, dans le but d'y inclure les fractions d'air. Le calcul de la constante diélectrique est basé sur la prise en compte d'un sol comprenant deux phases, une fraction du sol (sable, argile et limon) et une fraction d'air. La troisième partie décrit les campagnes expérimentales qui constituent notre base de données pour cette étude. La quatrième partie porte sur la modélisation avec le modèle IEM, qui utilise une constante diélectrique prenant en compte les deux phases. Nous analysons la relation entre la fraction du sol et le comportement du signal radar.

III.2 Problématique

Les photos de la Figure 3. 1, montrent une surface agricole. Cette surface est composée de mottes de terre de tailles différentes, enchevêtrées les unes sur les autres, avec l'existence de poches d'air entre ces mottes. La présence d'air est également observée autour et sous les mottes de terre (Figure 3. 2). Lors de la détermination de la constante diélectrique du sol, cet air n'est pas pris en compte par le modèle diélectrique de mélange, qui est plus spécifiquement adapté aux sols homogènes, avec une surface lisse. Les mesures sont effectuées sans tenir compte de la présence d'air entre les mottes. Les modèles de rétrodiffusion de surface, qui utilisent une texture de sol homogène, ne sont pas réalistes pour un grand nombre de surfaces agricoles d'une rugosité moyenne ou élevée.



Figure 3. 1 : Photo de mottes de terre (Orgeval, 2008).

Depuis une dizaine d'années, les agriculteurs pratiquent un labourage peu profond sur la plupart de leurs parcelles. Les premiers centimètres de la surface sont moins denses avec la présence de poches d'air. Il résulte de ces nouvelles pratiques une surface composée d'agrégat de petites mottes (d'environ 1 à 2 cm de diamètre) et des mottes plus consistantes (jusqu'à 5 cm de diamètre). La surface d'une parcelle venant d'être mise en semence n'est pas aplanie et possède donc plus d'inégalité. Le travail de l'agriculteur étant plus fin qu'auparavant, les parcelles agricoles présentent plus de petites mottes à leur surface. A partir de cette constatation, nous avons décidé de prendre en compte la nouvelle description de la structure du sol, avec l'apport de l'inclusion d'air, afin d'obtenir une description plus réaliste de la surface agricole.

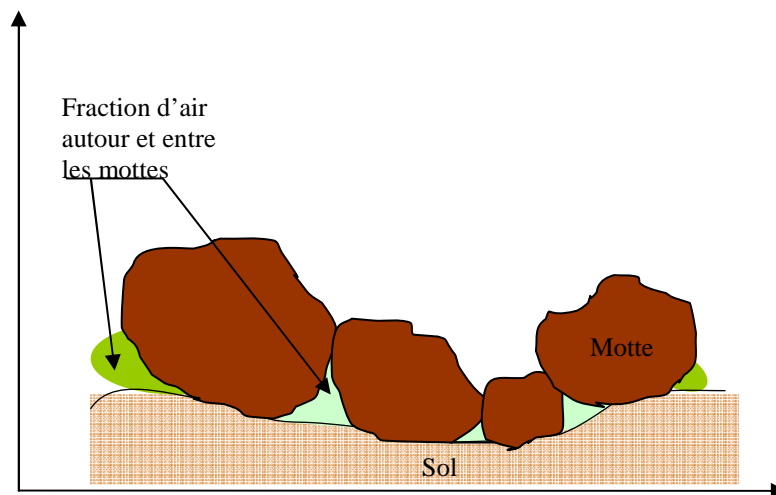


Figure 3. 2 : Schéma illustrant les fractions d'air

La partie suivante présente une description des sites d'études pour lesquels nous avons constitué notre base de données d'humidité et de rugosité.

III.3 Campagnes expérimentales

Pour cette étude, nous utilisons les données acquises lors de trois campagnes de mesures : Orgeval'94, Pays de Caux'98 et Pays de Caux'99. Pour chacune d'entre elles, des images radar SAR spatial ont été acquises pour différentes configurations (Tableau 3. 1).

Campagne	Capteur/Fréquence	Résolution spatiale	Date	Configuration
Orgeval 94	SIR-C 1,25 GHz (L) 5,3 GHz (c)	30 m	12/04/94 - 18/04/94	HH (44°,52°,55°,57°) VV (44°)
Pays de Caux 98	RADARSAT 5,3 GHz (c)	3-100m	24/02/98 09/02/98 08/02/98	HH 39° HH 47° VV 23°
Pays de Caux 99	RADARSAT 5,3 GHz (c)	3-100m	07/02/99 04/02/99	HH 23° HH 40° VV 23°

Tableau 3. 1 : Caractéristiques des images radar SAR

Simultanément au passage du radar, les équipes du BRGM, CEMAGREF et LATMOS ont effectué des mesures d'humidité et rugosité sur de nombreuses parcelles tests. Les mesures d'humidité du sol, sur une profondeur de 5cm, ont été faites en utilisant soit la méthode gravimétrique soit une sonde TDR. Les mesures de rugosité sont issues d'un profilomètre à aiguilles. Les différentes mesures in situ que nous avons à notre disposition sont décrites au tableau 2.3.

Nous utilisons trois autres bases de données que celles utilisées dans le chapitre précédent, en raison de l'obtention de faibles longueurs de corrélation pour le site de la Petite Beauce ($l < 7\text{cm}$) et de l'absence de données radar pour le site d'Avignon.

III.3.1 Orgeval

Cette campagne a été réalisée dans le but de caractériser l'effet de la rugosité du sol sur des mesures radar. Le bassin versant de l'Orgeval est situé à l'Est de Paris (France; Latitude 48°

51°N et Longitude 3° 07'E). Les données de cette campagne sont issues des capteurs spatiaux SIR-C/X-SAR (1,25 GHz, 9,25 GHz et 5.3GHz) [Fung *et al.* 1992]. La composition du sol est constante sur l'ensemble du bassin: 17% d'argile, 78% de limon, et 5% de sable. Les mesures ont été effectuées sur 8 parcelles de sol nu. L'humidité de la surface est restée élevée et constante sur le bassin versant (environ 0,35 cm³/cm³), ce qui implique une gamme de données d'humidité restreinte.

III.3.2 Pays de Caux

Les campagnes de mesures dans le Pays de Caux ont été réalisées pour caractériser la rugosité du sol agricole, de ses effets sur l'érosion et le ruissellement dans le Nord de la France. Le site d'étude est le bassin versant de Blossenville situé dans le Pays de Caux (longitude 0 ° 50 'W, latitude 49 ° 47' N). Les sols limoneux sont sensibles à la dégradation de la structure du sol, et sont couramment exposés à l'érosion causée par le ruissellement. Les caractéristiques du sol du site sont tout d'abord une texture argileuse très homogène (13% d'argile, 65% limon et 22,5% de sable), et environ 50% des parcelles sont sans végétation. Les mesures provenant de l'instrument SAR ont été enregistrées en 1998 et 1999, sur plus de 10 grandes parcelles tests (plus de 100m x 100m chacune).

III.3.3 Résultats sur les mesures de rugosité

A partir des mesures de profils de sol, nous calculons la fonction d'autocorrélation. De cette fonction, nous déduisons l'écart type des hauteurs (s) et la longueur de corrélation (l). Les résultats de la Figure 3. 3 montrent de nombreux types de sols agricoles, avec des valeurs de ' s ' allant de 0,3 à 3,8 cm et de ' l ' allant de 2,1 cm à 13,8 cm. Nous sommes donc en présence de sols lisses pour $s < 1$ cm, de rugosité moyenne ($1 \text{ cm} < s < 2 \text{ cm}$) et des sols fortement rugueux $s > 2 \text{ cm}$. Nous avons une relative relation entre s et l , pour les parcelles étudiées, avec une tendance de l'écart type des hauteurs s à augmenter avec la longueur de corrélation l , comme illustré par les courbes ajustées par régression linéaire pour les trois bases de données. Les coefficients de corrélation sont peu élevés avec $R^2=0,3$ pour Pays de Caux'98, $R^2=0,11$ pour Pays de Caux'99, et $R^2=0,32$ pour Orgeval'94. Nous émettons l'hypothèse que ces faibles valeurs sont induites par une description incomplète de la surface.

Cette constatation nous a conduit à prendre en compte les mottes de terre des surfaces agricoles en modifiant la constante diélectrique. La taille des mottes croît avec l'écart type des hauteurs 's'.

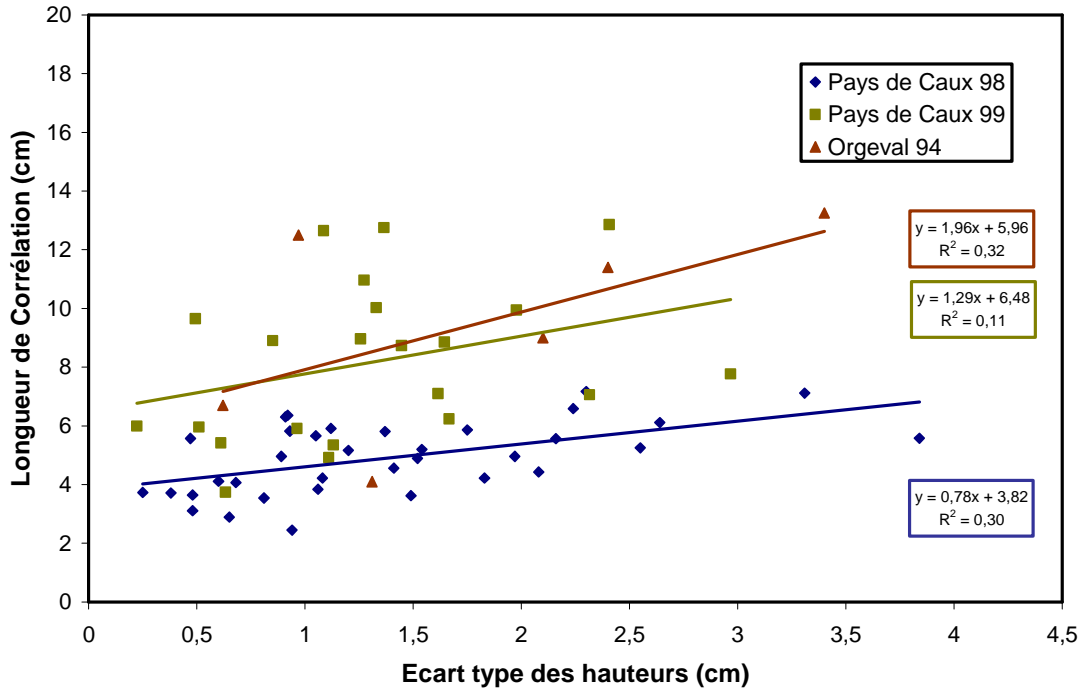


Figure 3. 3 : Rugosité des parcelles tests

III.4 Modèle de rétrodiffusion IEM

Notre étude est centrée sur une configuration des images radar acquises, c'est à dire un mode de fonctionnement en polarisation horizontale HH et verticale VV, en bande C (5,3 GHz). Le modèle IEM est utilisé comme outil de référence, pour la simulation des coefficients de rétrodiffusion. Nous rappelons que les paramètres d'entrée du modèle IEM sont la constante diélectrique, l'écart type des hauteurs de la surface, la longueur de corrélation et la fonction de corrélation. Pour notre étude, nous avons utilisé la fonction de corrélation exponentielle. Afin de rester strictement dans le domaine de validité de IEM et éviter d'être influencé par d'autres facteurs résultant de la diffusion, nous n'avons pris en considération que les surfaces avec $ks < 1.3$ (k : nombre d'onde, s : écart type des hauteurs), c'est-à-dire des sols lisses ou peu rugueux qui font partie du domaine de validité classique de ce modèle.

Dans cette partie, nous regardons l'effet de la constante diélectrique sur les coefficients de réflexion de Fresnel. Le calcul du coefficient de rétrodiffusion (σ°) du modèle est lié directement à ces coefficients (Annexe 2).

Nous rappelons que les coefficients de réflexion de Fresnel, R_0 entre l'air et la couche de sol sont définis comme suit:

$$R_0^h = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad \text{E 3. 1}$$

$$R_0^v = \frac{\varepsilon \cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \quad \text{E 3. 2}$$

Les indices h et v désignent respectivement la polarisation horizontale et verticale, et θ l'angle d'incidence, ε la permittivité diélectrique du sol. Un modèle diélectrique de mélange relie empiriquement la teneur en eau et la constante diélectrique [Hallikainen *et al.* 1985]. Ce modèle a besoin comme paramètre d'entrée l'humidité et la composition du sol.

Dans un premier temps, nous utilisons le modèle IEM, en faisant varier l'humidité du sol ainsi que la rugosité pour deux bandes de fréquence. Les simulations sont faites en bande L (1,25 GHz) et bande C (5,3GHz), permettant une étude comparative en fréquence. Les données radar SAR que nous avons recueillies sont en bande C, mais il existe d'autres radars SAR qui fonctionnent en bande L (SIR-C, ALOS/PALSAR).

Dans un deuxième temps, nous effectuons une comparaison entre les données simulées et mesurées. Nous introduisons par la suite, la nouvelle formulation de la constante diélectrique et présentons les résultats.

Enfin, nous analysons le comportement du modèle analytique en présence de cette constante diélectrique apparente.

III.4.1 Analyse de la corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité

La Figure 3. 4 et la Figure 3. 5, montrent la variation du coefficient de rétrodiffusion, respectivement en bande C et L, en fonction de l'humidité du sol, pour différentes valeurs de rugosité, sans aucune modification du calcul de la constante diélectrique.

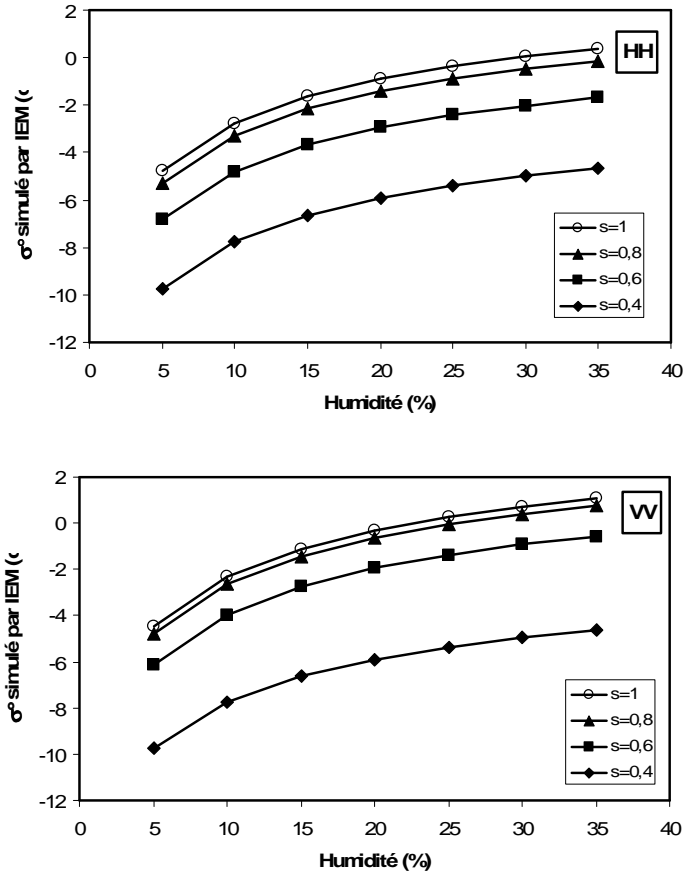


Figure 3. 4 : Illustration de simulations avec IEM, en fonction de l'humidité du sol, pour différentes valeurs de rugosité en bande C, pour les polarisations HH et VV, pour $\theta=20^\circ$

Sur ces deux figures, nous observons une variation plus lente de σ° à partir d'une humidité volumique supérieure à 25%. Pour des données réelles, on observe plus généralement une relation linéaire entre le signal radar mesuré et une humidité volumique inférieure à 35% (§II.2.5). [Le Hégarat-Masclé *et al.* 2002 ; Zribi *et al.* 2005a]. Cette relation linéaire se retrouve en partie sur nos simulations pour une humidité comprise entre 15% et 30%.

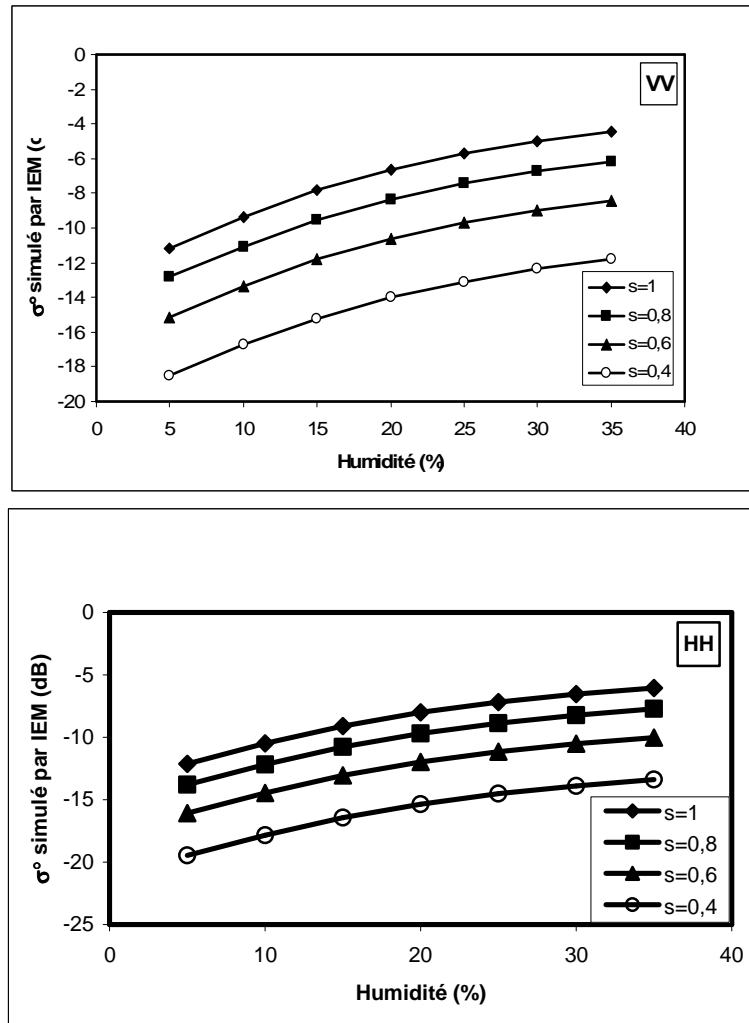


Figure 3. 5 : Illustration de simulations avec IEM, en fonction de l'humidité du sol, pour différentes valeurs de rugosité en bande L, pour les polarisations HH et VV, pour $\theta=20^\circ$

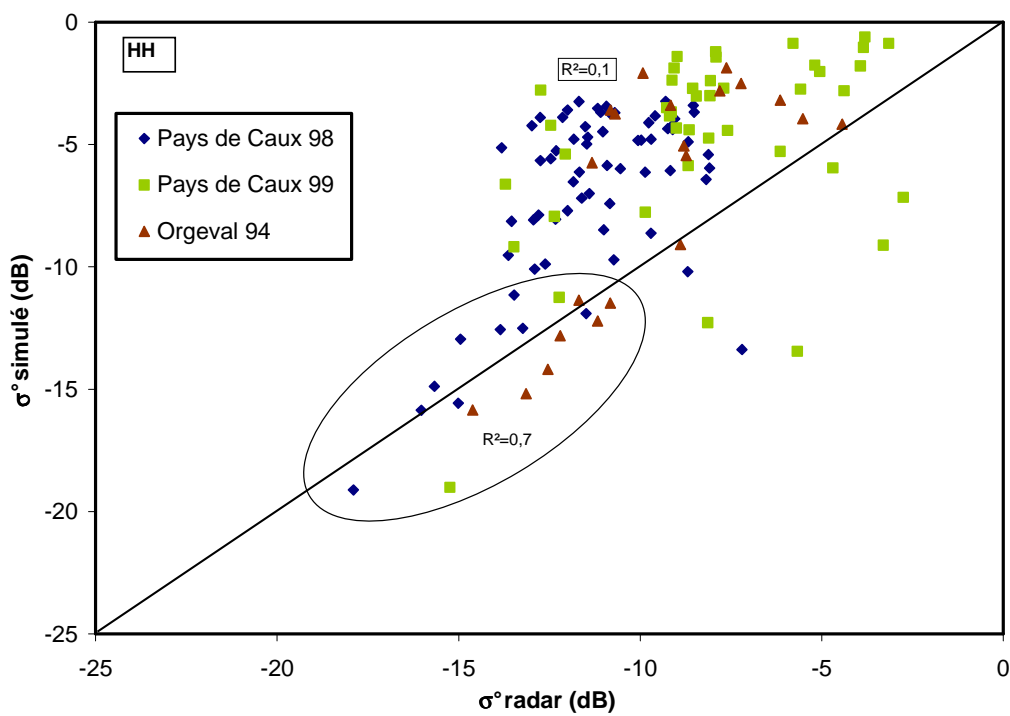
La Figure 3. 4 et la Figure 3. 5, montrent que σ° simulé augmente lorsque la rugosité et l'humidité du sol augmentent. Cependant σ° varie de moins en moins à partir de 25%, et devient moins sensible à l'humidité, et tend vers une saturation à 35% d'humidité. En bande L, la pénétration de l'onde radar est plus grande (équation E1.1). On obtient une valeur de σ° plus faible en bande L (-20dB) qu'en bande C (-10dB), pour nos simulations avec s=0,4cm et pour une humidité de 5%. La profondeur de pénétration de l'onde dans le sol augmente d'autant plus que la longueur d'onde est grande et le signal rétrodiffusé par la surface sera d'autant plus faible.

III.4.2 Comparaison entre les données simulées et mesurées

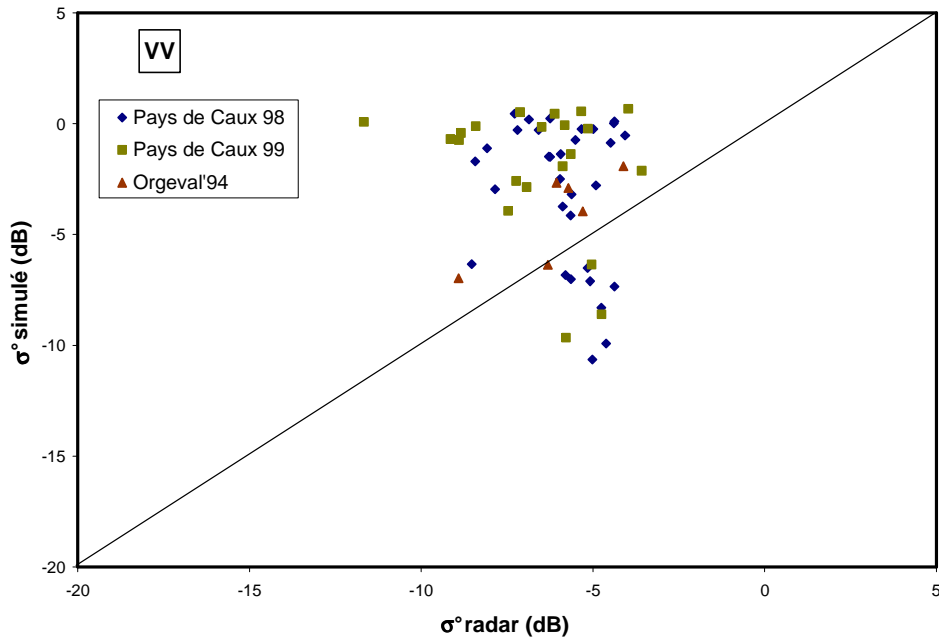
La Figure 3. 6 (a) illustre une comparaison entre les simulations et les mesures radar, acquises sur les différentes parcelles tests, en polarisation HH. On observe une surestimation de σ° simulé par rapport au σ° mesuré. Pour les faibles valeurs de signal radar (inférieur à -11 dB), on constate une meilleure corrélation entre les simulations et les mesures ($R^2=0,7$ pour $\sigma^\circ < -11$ dB et $R^2=0,1$ pour $\sigma^\circ > -11$ dB). Les parcelles qui correspondent à ces valeurs faibles sont des surfaces agricoles dont la rugosité est faible ($0,25 < s < 0,8$ cm et $3,4 < l < 7,7$ cm).

En polarisation VV (Figure 3. 6 b), on a toujours une surestimation de σ° simulé. En revanche il n'existe pas de corrélation entre les deux mesures ($R^2 < 0,1$). Dans cette configuration, nous avons moins de mesure radar à notre disposition.

Pour ces deux figures, les angles d'incidence sont ceux des images radar acquises, récapitulés au Tableau 3. 1.



(a)



(b)

Figure 3. 6 : Comparaison entre σ° simulé et σ° radar, en polarisation HH (a) et VV (b).

La Figure 3. 7 montre une étude de sensibilité du paramètre de rugosité Z_s , en fonction de 's' et 'l'. [Zribi et Dechambre 2002] ont proposé ce paramètre, défini par $Z_s = \frac{s^2}{l}$. L'utilisation de 's' comme seul paramètre de rugosité dans les simulations n'est pas suffisant pour obtenir de bons résultats. Les paramètres 's' et 'l' ne peuvent être inversés séparément. Deux couples de valeurs distinctes (s,l) et (s',l') peuvent conduire à une même valeur de σ° . La fonction de ce paramètre est de mixer les effets de 's' et 'l' sur les valeurs de σ° , en utilisant un seul paramètre. Ce paramètre correspond au produit de l'écart type des hauteurs (s) et de la pente de la surface du sol (s/l). Il permet d'introduire l'effet des pentes de la surface étudiée, qui représente une caractéristique importante du sol dans l'estimation de σ° .

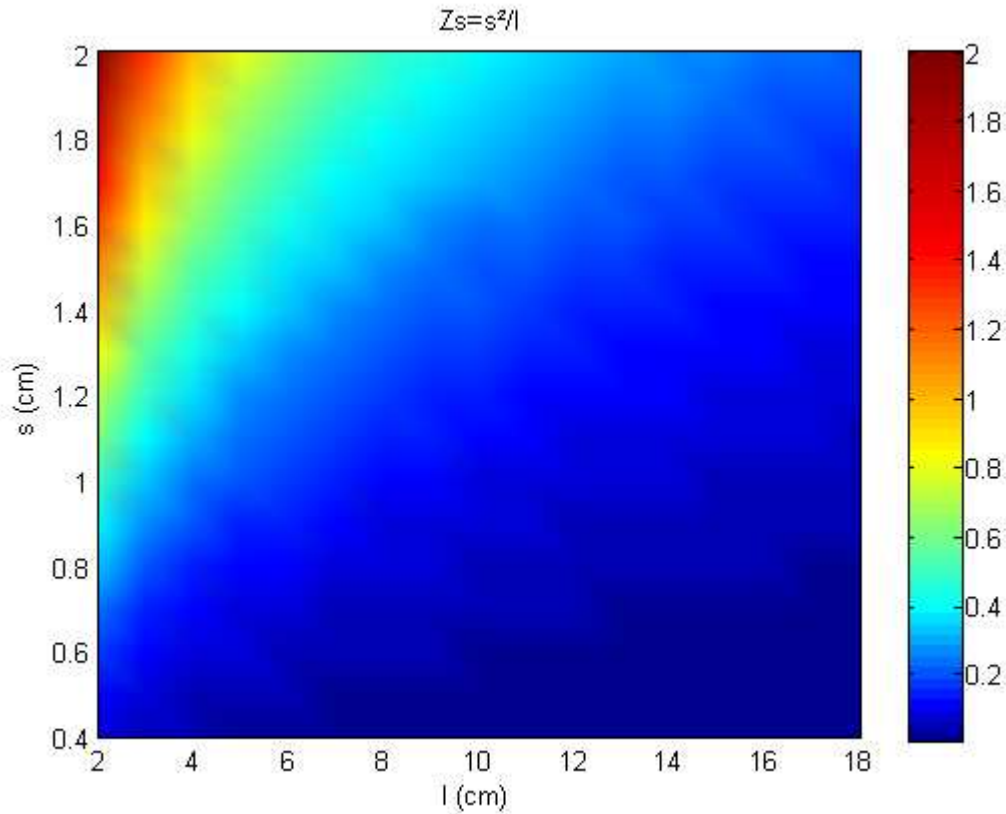
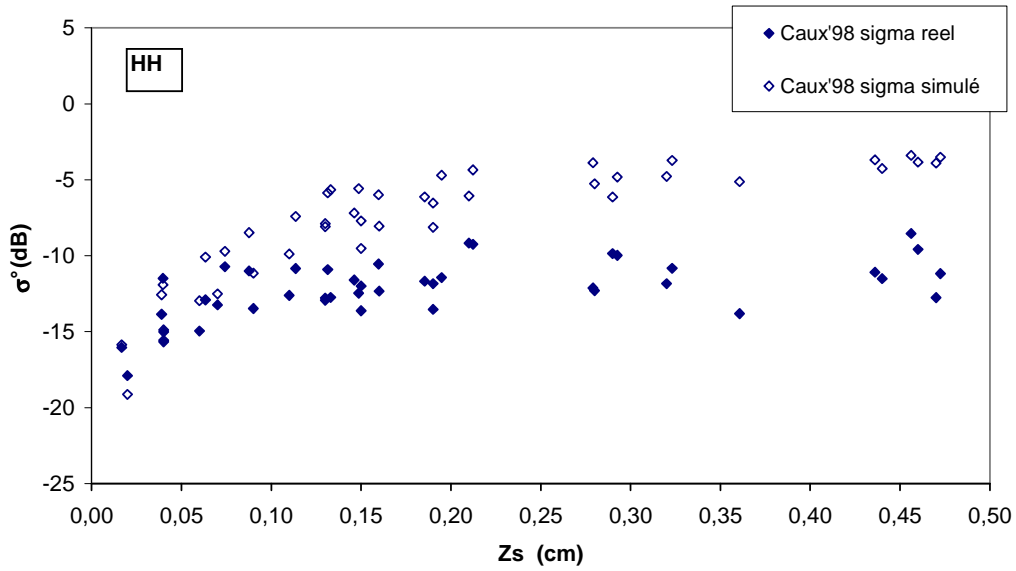


Figure 3. 7 : Etude de sensibilité du paramètre de rugosité Z_s .

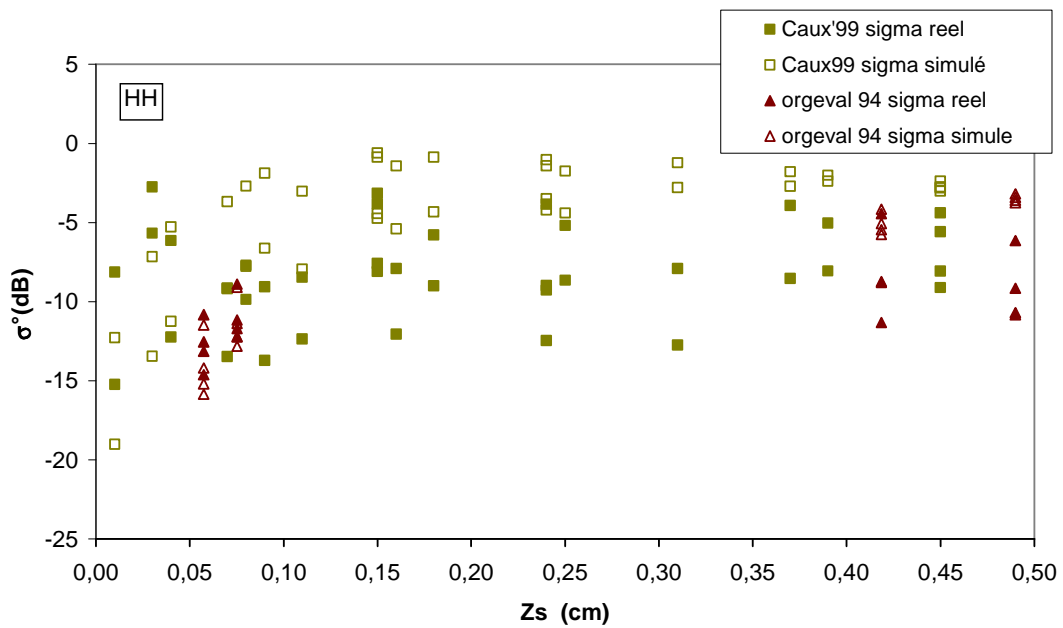
Sur la figure ci-dessus, les valeurs faibles de Z_s correspondent à des valeurs faibles de 's' et/ou de fortes valeurs de 'l'. Contrairement, les valeurs fortes de Z_s correspondent à une valeur élevée de 's' et une valeur faible de 'l'. Une surface lisse correspond à un faible Z_s ('s' petit, 'l' grand). Une surface rugueuse correspond la plupart du temps à un Z_s élevé ('s' grand et 'l' moyen à grand). Une surface comprenant des mottes de terre possède un écart type des hauteurs et une longueur de corrélation faibles, et en conséquence le paramètre Z_s est plutôt élevé.

Les trois graphiques de la Figure 3. 8 représentent le σ° simulé en fonction du paramètre de rugosité Z_s , en polarisation HH (a et b) et en polarisation VV (c). L'écart entre σ° simulé et mesuré, augmente lorsque les valeurs du paramètre de rugosité Z_s deviennent plus élevées. Pour $Z_s > 0,1$ cm, on a une surestimation des données simulées par rapport aux données mesurées pour les deux polarisations. Cet écart est compris entre 0,2dB jusqu'à 10dB pour certaines parcelles (a). Sur ces trois figures ci-dessous, les sols lisses correspondent à de petites valeurs de $Z_s < 0,1$ cm, alors que les sols labourés correspondent aux grandes valeurs de

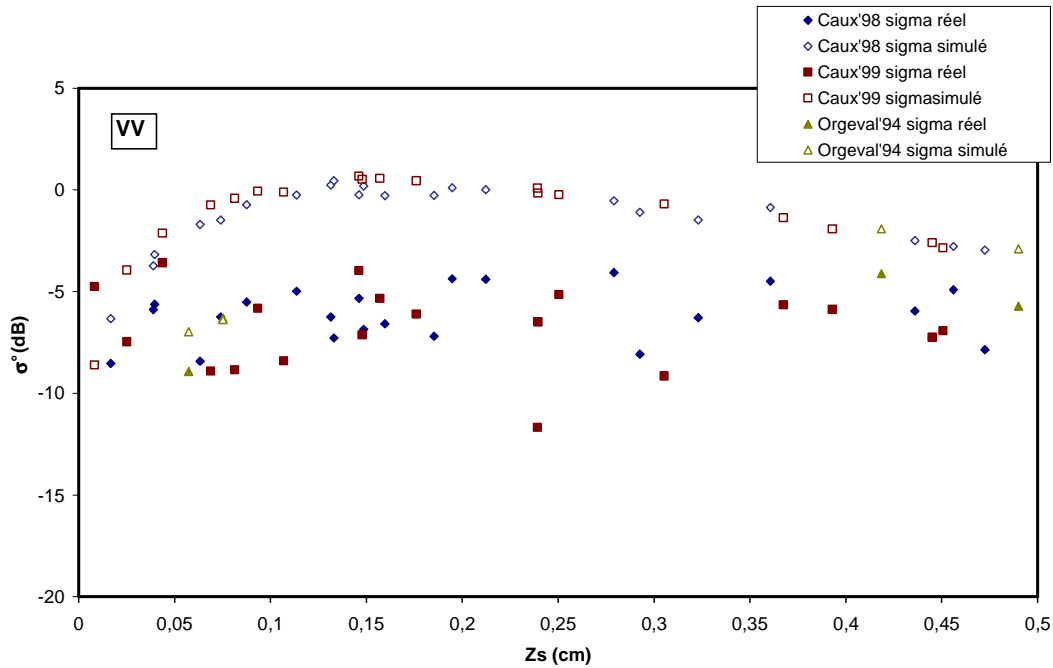
$Z_s > 0.1$ cm. Les parcelles sont majoritairement rugueuses, présentant ou non des mottes de terre à leur surface.



(a)



(b)



(c)

Figure 3. 8 : Comparaison entre les mesures radar et les simulations en fonction de la rugosité du sol Z_s , en polarisation HH (a et b) et VV (c).

Nous avons pu voir dans cette partie, que l'écart entre les données simulées et mesurées est très variable selon les parcelles agricoles pour les deux polarisations. Cette différence entre simulation et mesure radar s'accroît pour des surfaces de fortes rugosités, tout en restant dans le domaine de validité du modèle IEM.

L'hypothèse que nous avons émise, pour expliquer la surestimation et la différence accrue entre σ^0 simulé et σ^0 mesuré lorsque Z_s augmente (Figure 3. 8), est celle de la prise en compte de la permittivité électrique ϵ du sol uniquement. Nous décidons donc de tenir compte de la fraction d'air. Ce phénomène est d'autant plus accentué lorsque le sol est rugueux. Dans le paragraphe suivant, nous introduisons une nouvelle description du sol et nous redéfinissons ϵ . Cette constante diélectrique apparente tient compte des deux phases, celle du sol et de l'air.

III.4.3 Introduction d'une nouvelle constante diélectrique apparente

Pour cette étude, un modèle de volume de rétrodiffusion serait nécessaire pour simuler l'hétérogénéité du sol résultant de la présence d'air. Nous introduisons une modification dans la modélisation de la constante diélectrique de notre modèle de surface IEM pour nous ramener à un problème de diffusion de surface.

On considère un modèle de mélange de deux phases [Sihvola 1999], une phase pour "l'air" et une pour le "sol". Cette décomposition est proposée par [Schneeberger *et al* 2004] pour l'analyse de mesures micro-ondes passives. Ces phases sont représentées par leur fraction de volume, ν_{sol} pour le sol et $(1-\nu_{sol})$ pour la fraction de l'air, dans la constante diélectrique apparente suivante :

$$\epsilon_{app} = \left[\nu_{sol} * \epsilon_{sol}^\alpha + (1 - \nu_{sol}) * \epsilon_{air}^\alpha \right]^{1/\alpha} \quad \text{E 3.3}$$

Avec ν_{sol} la fraction du sol, ϵ_{sol} la constante diélectrique du sol et ϵ_{air} la constante diélectrique de l'air et où l'exposant $\alpha=0.5$, valeur qui représente au mieux le modèle de mélange selon Birchak [Birchak *et al.* 1974].

Nous avons dit en introduction que lorsque nous effectuons les mesures d'humidité sur nos parcelles agricoles, nous ne tenons compte que de la fraction du sol. A partir de ces mesures, nous connaissons la constante diélectrique du sol ϵ_{sol} . Lorsque nous effectuons des simulations à partir de cette constante diélectrique ϵ_{sol} , provenant de nos mesures terrain, nous obtenons un coefficient de rétrodiffusion σ° beaucoup trop élevé pour la plupart de nos parcelles tests. Sachant que $\epsilon_{air} = 1$, il nous reste ν_{sol} comme inconnue de l'équation E3.3 à déterminer, en nous basant sur nos données réelles. Pour cela, nous ajustons le signal réel aux simulations pour estimer le ν_{sol} équivalent. On compare donc la constante diélectrique de nos données réelles ϵ_{sol} avec la constante diélectrique apparente ϵ_{app} simulée et on en déduit la fraction du sol correspondante pour chacune de nos parcelles tests. Les résultats sur cette fraction du sol sont présentés dans la paragraphe suivant.

III.4.4 Résultats

La Figure 3. 9 montre que ν_{sol} varie en fonction du paramètre Z_s [Zribi *et al.* 2008b]. Plus Z_s augmente plus la fraction du sol diminue. On observe une corrélation entre la fraction du sol et la rugosité de surface. La relation qui donne le meilleur coefficient de corrélation ($R^2=0,60$) entre les paramètres Z_s et ν_{sol} est une courbe de tendance logarithmique dont l'expression est la suivante :

$$\nu_{sol} = -0,22\text{Log}(Z_s) + 0,0058 \quad \text{E 3. 4}$$

On peut expliquer cette corrélation par le fait que, avec une rugosité croissante, nous avons une augmentation de la taille des mottes de terre sur nos parcelles tests. Il y a donc une plus grande probabilité de rencontrer une fraction d'air plus importante. En effet, d'après l'équation E3.3, lorsque la fraction du sol diminue, c'est la fraction de l'air qui augmente. On remarque qu'on obtient des valeurs très faibles de ν_{sol} (20%). Ce résultat est irréaliste, le pourcentage de fraction d'air est trop important. Pour des valeurs de rugosités élevées ($Z_s > 0,15$), la majorité des données réelles ont une grande proportion de la fraction d'air ($\nu_{air} > 0,7$).

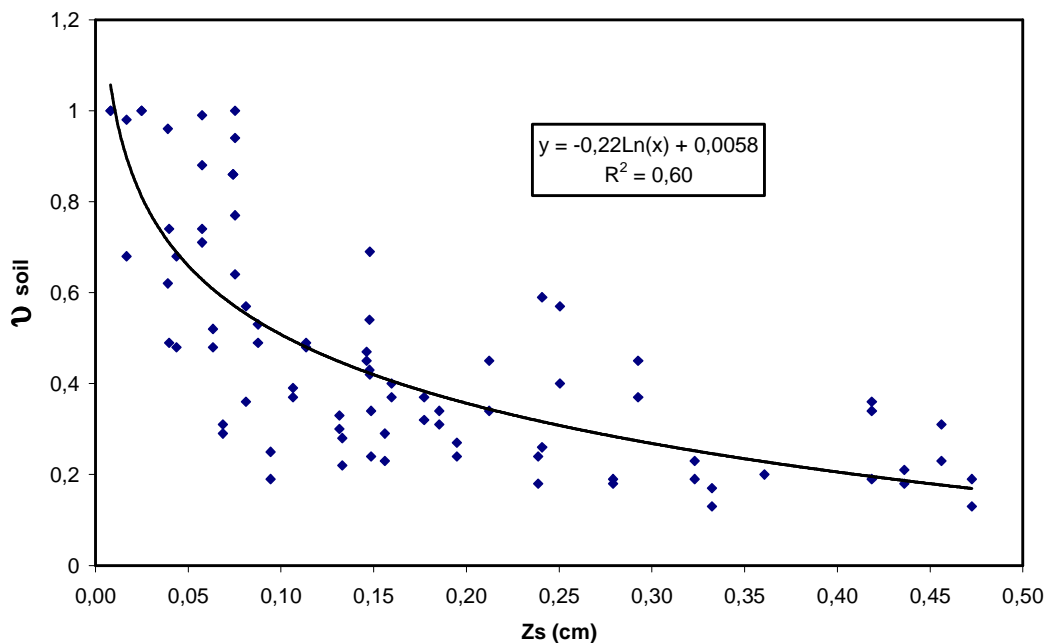


Figure 3. 9 : Variation du paramètre ν_{sol} en fonction du paramètre de rugosité du sol Z_s

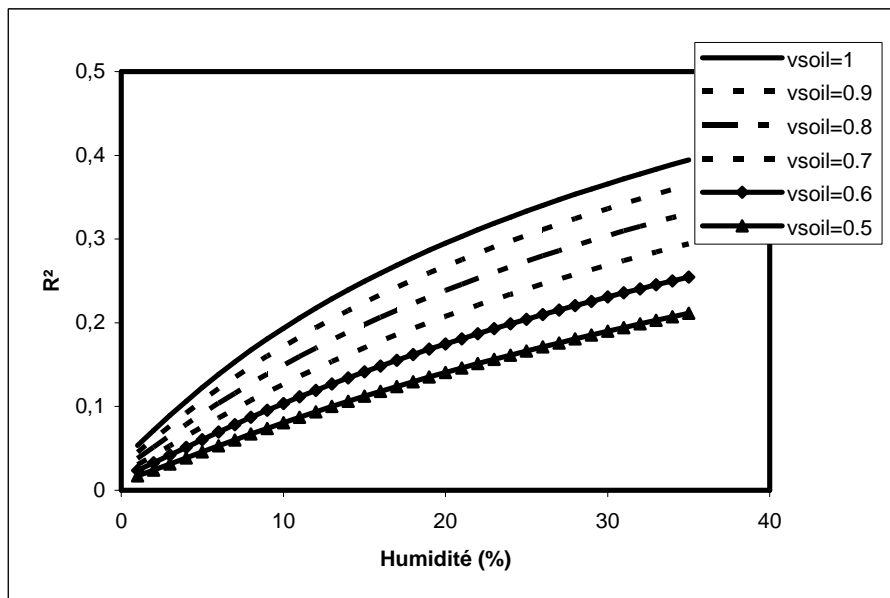
On explique le fait d'obtenir des valeurs de v_{sol} faibles par l'utilisation d'une constante diélectrique apparente ainsi que l'hypothèse d'avoir une texture du sol homogène. D'autre part, nous utilisons un modèle de surface, au lieu d'un modèle en volume qui serait mieux adapté pour l'estimation de la rétrodiffusion sur les surfaces contenant des fractions d'air. Nous travaillons en faisant apparaître un aspect volumique du sol, avec un modèle de rétrodiffusion de surface.

L'introduction de l'hypothèse de la fraction d'air dans la définition de la constante diélectrique est appliqué dans le domaine de validité du modèle IEM.

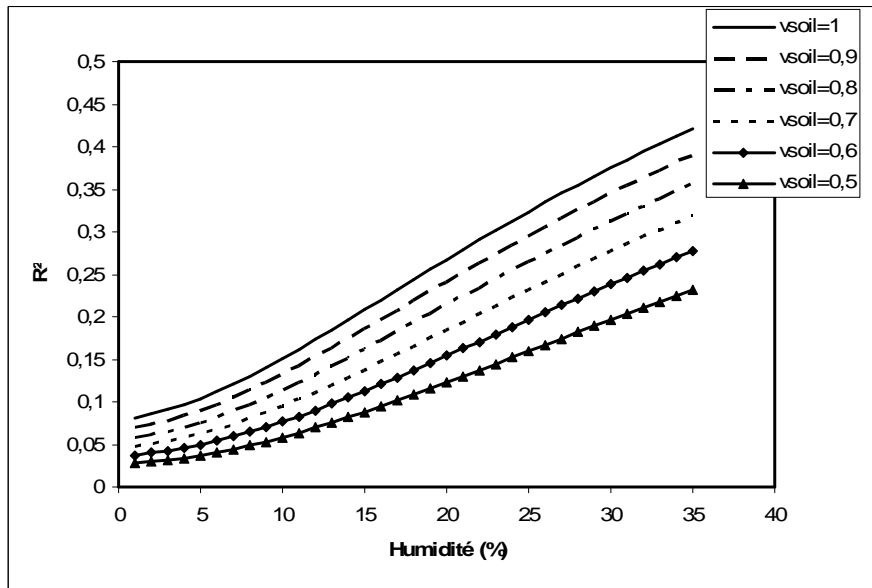
Le prochain paragraphe est dédié à la simulation du signal radar en fonction de l'humidité, en faisant varier la fraction du sol.

III.4.5 Analyse de σ° à partir de la nouvelle constante diélectrique

Dans cette partie, nous travaillons avec le module au carré du coefficient de réflexion de Fresnel R^2 , qui s'exprime sur une échelle linéaire. Il dépend directement de la variation de la constante diélectrique. Il est également relié au calcul de σ° du modèle. En modifiant le calcul de ϵ , c'est sur le coefficient R^2 qu'on observe immédiatement les effets de cette modification.



(a)



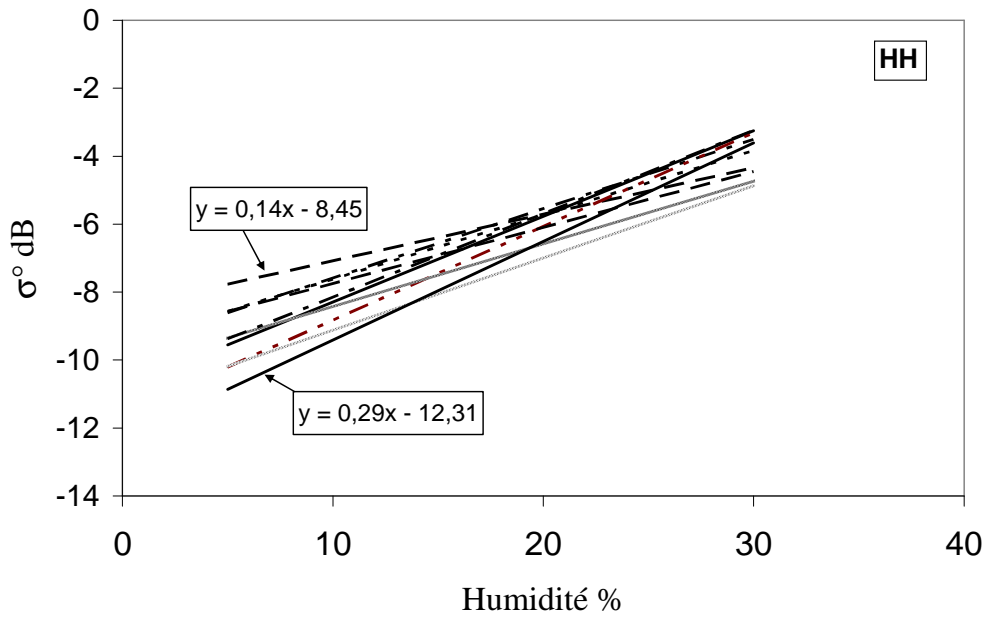
(b)

Figure 3. 10 : Variation de $|R^2|$, en fonction de l'humidité, pour différentes valeurs du paramètre v_{soil} , en bande C (a) et en bande L (b), polarisation HH.

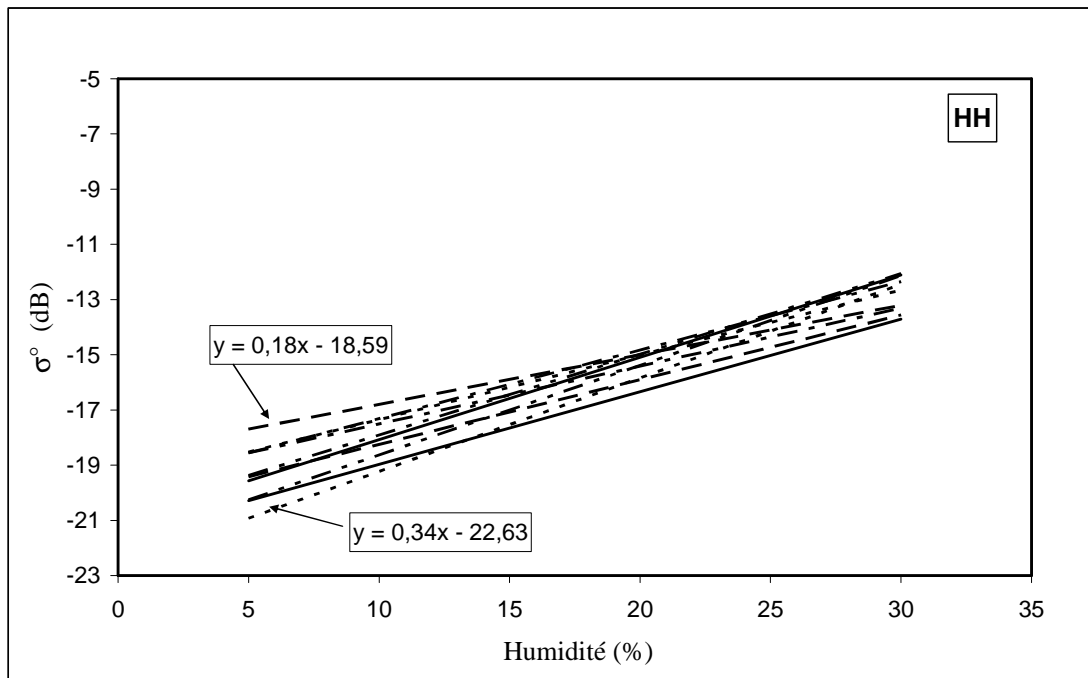
La Figure 3. 10 montre la variation du **module au carré du** coefficient de Fresnel $|R^2|$, (échelle linéaire), pour la polarisation HH, en fonction de l'humidité volumique (%), pour différentes valeurs de la fraction du sol v_{soil} et pour les deux bandes de fréquence C (5,3 GHz) et L (1,25 GHz). On observe une forte influence de ce paramètre sur le coefficient de Fresnel, dont les valeurs de $|R^2|$ augmentent d'autant plus que la fraction d'air est faible. Ceci peut expliquer en partie les fortes variations du signal radar lors de variations d'humidité d'une parcelle à une autre. En effet, la saturation du coefficient $|R^2|$, et par conséquent du signal rétrodiffusé résultant (sur une échelle logarithmique), apparaîtra plus rapidement lorsque la fraction d'air est faible, pour de fortes humidités. C'est une des raisons possibles pour laquelle les simulations de la rétrodiffusion présentent une tendance à tendre vers une saturation plus rapidement par rapport aux mesures réelles [Quesney *et al.* 2000]. La fraction d'air n'est pas prise en compte dans les simulations mais bien présente sur le terrain. Il faut donc tenir compte de la composition de mélange air/sol dans nos simulations et pour cela il faut mettre en place une méthode permettant de faire une mesure correcte de la fraction du sol et de la fraction d'air sur les parcelles tests.

Nous proposons par la suite d'étudier l'effet de la fraction d'air sur la variation des coefficients (a et b) de la régression linéaire entre l'humidité et σ° . Pour comprendre son

influence, nous avons analysé plusieurs cas, basés sur les simulations IEM. Nous avons choisi de représenter 10 relations linéaires différentes $\sigma^{\circ} = f(M_v)$, pour rendre compte d'une certaine variabilité. L'humidité varie entre 5% et 30%, par palier de 5% ($M_{v1} = 5\%$, $M_{v2} = 10\%$, $M_{v3} = 15\%$, $M_{v4} = 20\%$, $M_{v5} = 25\%$, $M_{v6} = 30\%$). D'autre part, nous avons choisi, par un tirage au sort en utilisant la méthode de Monte-Carlo, six valeurs de fraction de sol ($v_1, v_2, v_3, v_4, v_5, v_6$) compris entre 0,6 et 1. Nous avons calculé par la suite le coefficient de rétrodiffusion pour les différentes situations, en combinant une valeur de v_{sol} (entre 0,6 et 1) et une valeur d'humidité ($v_i, M_{vi}, i = 1:6$). Pour effectuer ces 10 relations nous avons donc utilisé 60 valeurs de v_{sol} . La fraction d'air varie donc entre 0 et 0,4.



(a)



(b)

Figure 3. 11 : Illustration des effets de la fraction d'air sur la relation linéaire entre l'humidité du sol et σ^0 simulé (a) Bande-C (b) Bande-L, et $\theta=20^\circ$.

Sur la Figure 3. 11, nous avons représenté les 10 relations linéaires entre le coefficient de rétrodiffusion simulé et l'humidité. On observe des pentes très variables sur ces deux graphiques. Le coefficient de régression linéaire, en bande C est compris entre 0,14 et 0,29 et en bande L entre 0,18 et 0,34.

Nous pouvons donc dire, d'après la figure ci-dessus, qu'on observe une l'influence de la fraction d'air sur le comportement du signal radar rétrodiffusé. Cet effet est d'autant plus visible pour les faibles valeurs d'humidité, avec une variation de 3dB à 5% d'humidité contre 2dB à 30% d'humidité, en bande C.

Ce résultat explique la forte variation de la relation linéaire entre l'humidité du sol et σ° radar, et cela en raison de la présence de la fraction d'air lors de l'estimation de la constante diélectrique. Tout ceci est en accord avec d'autres études menées par [Le Hégarat *et al.* 2002 ; Moran *et al.* 2004].

[Zribi *et al.* 2005b] ont montré l'effet de la rugosité sur la variation de cette relation entre l'humidité et le signal radar. La présence de fraction d'air est un facteur de plus qui peut influencer cette relation d'un site d'étude à un autre et d'une parcelle à une autre. La description de la rugosité seule ne permet pas de résoudre le problème de l'écart entre simulation et mesure. Il faut tenir compte du travail effectué au sol sur les parcelles agricoles, mais également des événements naturels tels que l'érosion, la pluie, etc... Ces derniers peuvent modifier au cours du temps la présence de poches d'air au niveau de la surface du sol. Pour cette étude, il serait intéressant d'avoir une validation expérimentale en laboratoire où nous pourrions connaître le pourcentage de fraction d'air inclus dans la surface du sol. On pourrait effectuer alors une comparaison entre les données observées et simulées. On ne peut réaliser cette comparaison dans cette partie puisque nous déduisons la fraction d'air à partir de l'ajustement de nos données observées issues de l'imagerie radar et des simulations avec comme paramètres d'entrées nos mesures *in situ*.

III.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la description des propriétés diélectriques du sol au niveau de la constante diélectrique. Elle est utilisée dans les modèles de rétrodiffusion pour l'estimation de l'humidité ou de la rugosité du sol. Pour des parcelles agricoles, de forte ou moyenne rugosité, nous avons constaté la présence de fraction d'air entre les mottes enchevêtrées. Cette fraction d'air a une influence significative sur la constante diélectrique du mélange air/sol ainsi défini.

Nous avons proposé une nouvelle façon de décrire la constante diélectrique, qui tient compte de la fraction du sol et de l'air. Les simulations de IEM, à partir des données réelles, montrent qu'une augmentation de la rugosité conduit à une augmentation de la fraction d'air. La proportion d'air sur les premiers centimètres de la parcelle agricole dépend également de la façon dont elle a été travaillée. Les parcelles récemment labourées ont généralement plus de fraction d'air à leur surface. La fraction du sol augmente au cours du temps, par dégradation des mottes de terre, suite aux événements météorologiques (pluie, ruissellement, etc.) et par conséquence, le pourcentage d'air décroît. Cet effet explique en partie les différences de comportements qu'on observe sur la relation entre le signal radar, d'une parcelle à une autre sur un même site d'étude.

Chapitre 4 Nouvelle description des surfaces agricoles : Analyse de la rétrodiffusion d'une surface rugueuse

IV.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons constaté que la présence de fraction d'air entre les mottes influe sur le comportement du coefficient de rétrodiffusion (σ°). La rugosité a également un effet non négligeable sur la relation entre σ° et l'humidité de surface, mais il faut aussi prendre en considération d'autres facteurs, comme la composition air/sol et la manière dont la parcelle agricole est travaillée. Lors de nos mesures sur le terrain, nous avons obtenu de faibles valeurs de longueur de corrélation. Cela est lié aux nouvelles méthodes de travail du sol.

Dans ce chapitre, nous cherchons à obtenir une description plus réaliste de la parcelle agricole, en accord avec les méthodes de travail du sol. Nous proposons, dans la deuxième partie, une évolution de la méthode de génération de profil de surface, avec un modèle incluant l'aspect des mottes de terre.

Afin d'effectuer une analyse de l'influence de cette nouvelle description de la surface, nous calculons le coefficient de rétrodiffusion à l'aide d'un modèle numérique exact, sans approximation physique et basé sur la méthode des moments, en résolvant les équations intégrales.

En troisième partie, nous présentons d'une part un rappel sur la méthode des moments, et d'autre part la modélisation numérique avec la résolution des équations intégrales [Chen *et al.* 1989]. Enfin, dans la dernière partie, nous analysons les résultats.

IV.2 Génération de profils

Dans les deux chapitres précédents nous avons utilisé un modèle analytique de diffusion de surface. Dans ce modèle, la surface est décrite à partir de ses propriétés statistiques, c'est à dire la fonction de corrélation et les caractéristiques de la surface tels que la longueur de corrélation ' l ' et l'écart type des hauteurs ' s '. On obtient un profil moyen de la surface en faisant tourner le modèle ainsi que le σ° correspondant à cette surface.

En revanche, avec un modèle numérique, le calcul du coefficient de rétrodiffusion se fait sur un profil donné. Ce calcul est répété pour N profils différents et le résultat est moyenné. Ces profils sont créés à partir de la fonction de corrélation hauteurs, qui est soit gaussienne soit exponentielle et des paramètres statistiques ' s ' et ' l '.

Dans cette partie, nous proposons une nouvelle description de la surface agricole, basée sur une composition de deux structures de rugosité différentes. La génération de profil est faite à partir de la fonction de corrélation des hauteurs et des paramètres statistiques de rugosité. Cette surface est dite de référence, dans la suite de ce chapitre. Sur cette surface nous ajoutons des mottes de terre.

IV.2.1 Génération d'un profil du sol

Pour obtenir la surface de référence, avec une statistique soit gaussienne soit exponentielle, nous générons d'abord une séquence de variables gaussiennes indépendantes $\{X_k\}$, dont la valeur moyenne est égale à zéro et la déviation standard a pour valeur l'unité. Dans le but de lier ces échantillons avec une fonction de corrélation gaussienne, nous utilisons le concept de filtrage numérique [Fung et Chen 1985]. Le profil aléatoire, noté $\{C_k\}$, est calculé sous la forme suivante :

$$C_k = \sum_{j=-M}^{j=M} W_j X_{j+k} \quad \text{E 4. 1}$$

Où W_j sont les pondérations du filtre qui est à déterminer.

On a :

$$E\{C_k C_{k+j}\} = \sum_j \sum_n W_j W_n \{X_{j+k} X_{n+k+i}\} \quad \text{E 4. 2}$$

Où les $\{X_k\}$ sont indépendante et donc :

$$E\{X_{j+k} X_{n+k+i}\} = 0, j \neq n+i \\ = 1, j = n+i. \quad \text{E 4. 3}$$

Il en résulte :

$$E\{C_k C_{k+i}\} = \sum_j W_j W_{j-i} \quad \text{E 4. 4}$$

D'après l'équation 4.4, la fonction d'autocorrélation est identique à la convolution des pondérations du filtre numérique. La transformée de Fourier de la fonction de corrélation est égale au module au carré du filtre. On obtient ainsi un filtre qui correspond à la transformée de Fourier inverse de la racine carrée de la densité spectrale.

Pour une fonction de corrélation exponentielle, l'expression analytique de W_j est la suivante :

$$W_j = \left(\frac{\sqrt{2}}{\pi\sqrt{l}} \right) s K_0 \left[\frac{j\Delta x}{l} \right] \quad \text{E 4. 5}$$

Où Δx est la distance d'échantillonnage, K est la fonction de Bessel modifiée du second ordre, ' s ' est l'écart type des hauteurs et ' l ' la longueur de corrélation.

Pour une fonction de corrélation gaussienne, l'expression analytique de W_j est la suivante :

$$W_j = \left(\frac{2}{l\sqrt{\pi}} \right)^{1/2} s \cdot \exp \left[-2 \left(\frac{\Delta x}{l} \right)^2 \right] \quad \text{E 4. 6}$$

Afin d'estimer la stabilité de nos estimations, nous créons un grand profil d'une longueur de 300 000 mm et nous le découpons en N profils de 1000 mm, soit un nombre maximal N_{\max} de 300 profils. Pour chaque long profil engendré nous avons une valeur de départ de l'écart type des hauteurs ' s ' comprise entre 5mm et 9mm et de la longueur de corrélation ' l ' de 80 mm. Nous recalculons ensuite chaque s_n et l_n pour chaque profil découpé et nous effectuons la moyenne de ces deux paramètres s_{moy} et l_{moy} . Sur les N profils, on a une très grande

variabilité de longueur de corrélation l_n et écart type des hauteurs s_n (respectivement $\pm 35\%$ et $\pm 20\%$), ceci ne posant pas de problème car nous obtenons en moyenne s_{moy} et l_{moy} , dont leurs valeurs sont à $\pm 5\%$ de celles initiales.

La Figure 4. 1 illustre un profil exponentiel (a) et un profil gaussien (b). La longueur totale du profil présenté sur cette figure est de 1000 mm en fonction de la hauteur en millimètre. Nous avons choisi pour ce cas, une surface dont l'écart type des hauteurs est égal à 7mm et une longueur de corrélation de 80mm. En comparant ces deux profils, sur le profil exponentiel s'ajoute une composante haute fréquence qui n'existe pas sur le profil gaussien. Cet aspect se rapprochant plus de la réalité des sols agricoles, nous avons choisi dans notre travail d'utiliser ce type de profil.

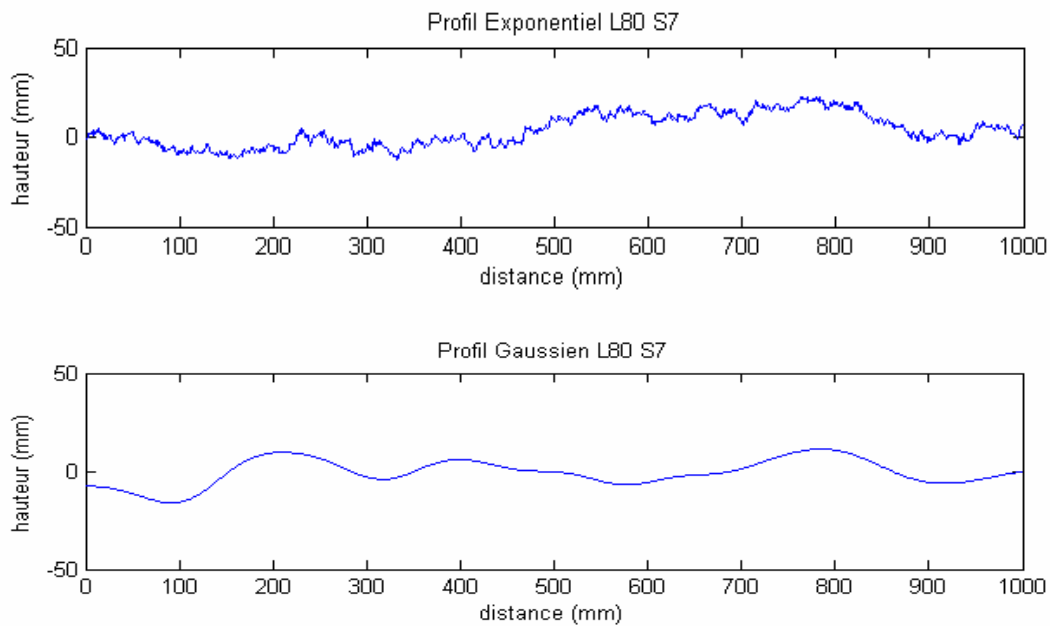


Figure 4. 1 : Illustration d'un profil exponentiel et d'un profil gaussien ($s=7\text{mm}$, $l=80\text{mm}$)

Une fois que les profils sont créés, nous pouvons introduire l'aspect des mottes de terre, par la méthode décrite dans le paragraphe suivant.

IV.2.2 Introduction des mottes de terre

Sur le profil de référence, nous ajoutons des mottes de différentes tailles et d'espacement, en effectuant un tirage au sort aléatoire par la méthode de Monte Carlo [Nougier 1987]. Nous avons choisi deux critères importants à cet ajout, qui sont celui de la taille moyenne des mottes et celui de la distance moyenne entre les mottes. Ces deux critères ont une distribution gaussienne.

Pour la taille des mottes,

$$p_s(x) = \frac{1}{\sigma_s \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x - S_c)^2}{2\sigma_s^2}\right) \quad \text{E 4. 7}$$

Avec S_c la taille moyenne des mottes, σ_s l'écart type des hauteurs et x la taille des mottes.

Pour la distance de séparation entre les mottes,

$$p_d(x) = \frac{1}{\sigma_d \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x - D_c)^2}{2\sigma_d^2}\right) \quad \text{E 4. 8}$$

Avec D_c est la distance moyenne entre deux mottes qui se suivent, σ_d l'écart type des hauteurs et x la distance de séparation.

On considère h_c la hauteur du profil de motte, en l'absence de la surface de référence exponentielle (Figure 4. 2). Pour chaque motte, une forme simple est proposée. Ce sont des sphères semi incluse sur le profil. Si on considère x_k comme l'abscisse moyenne de la $k^{\text{ième}}$

motte de taille S_k , alors pour x compris entre $x_k - \frac{S_k}{2}$ et $x_k + \frac{S_k}{2}$, on a :

$$hc(x) = \sqrt{\left(\left(\frac{S_k}{2}\right)^2 + (x_k - x)^2\right)} \quad \text{E 4. 9}$$

Et entre les mottes, on a :

$$hc(x) = 0 \quad \text{E 4. 10}$$

La surface que nous réalisons est basée sur la somme de la surface de référence et de la surface contenant uniquement les mottes, comme représenté en Figure 4. 4.

Ainsi, pour chaque point du profil résultant de cette somme, la hauteur totale peut être écrite comme :

$$h(x) = h_{\text{exp}}(x) + hc(x) \quad \text{E 4. 11}$$

Où h_{exp} représente la hauteur engendrée par le profil exponentiel de la surface de référence (Figure 4. 3). Le profil $h(x)$ est un profil à moyenne nulle.

Les trois figures ci-après représentent les différentes étapes de création du profil contenant des mottes, avec en abscisse la longueur du profil, ici de 400mm pour une meilleure représentation visuelle et en ordonnée la hauteur de ce profil en mm. Sur la Figure 4. 2 est représenté la hauteur de profil de motte, dont 4 mottes ayant un rayon moyen $S_c=8\text{mm}$. Les mottes de terre sont enterrées au niveau de la moitié de leur rayon. La Figure 4. 4 illustre la somme du profil exponentiel de référence et des mottes. Elles sont plus ou moins visibles sur le profil final selon leur taille. On distingue donc trois des quatre mottes initialement créées sur cette figure. L'avantage de cette nouvelle génération de profils est la possibilité de toujours avoir l'aspect micro rugosité du profil exponentiel après inclusion des mottes. On est alors en présence de deux échelles de rugosité (une rugosité décrite en termes d'écart autour de la surface de référence et une rugosité à l'échelle de la taille des mottes).

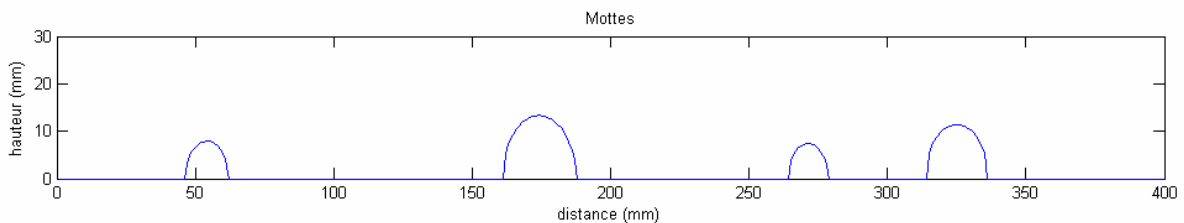


Figure 4. 2 : Graphique illustrant les mottes avec un rayon minimale de 5mm

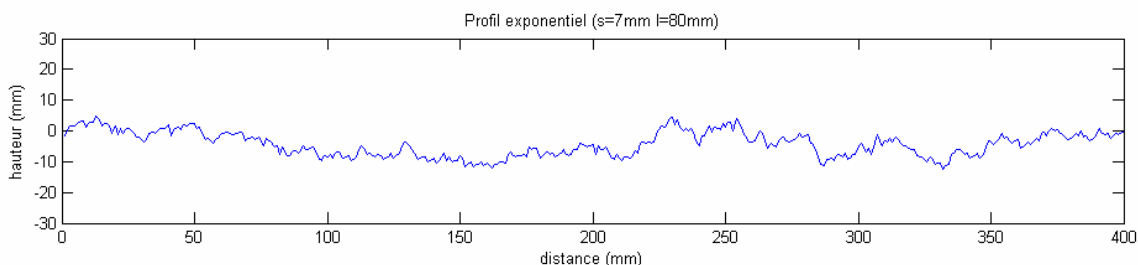


Figure 4. 3 : Graphique illustrant le profil exponentiel

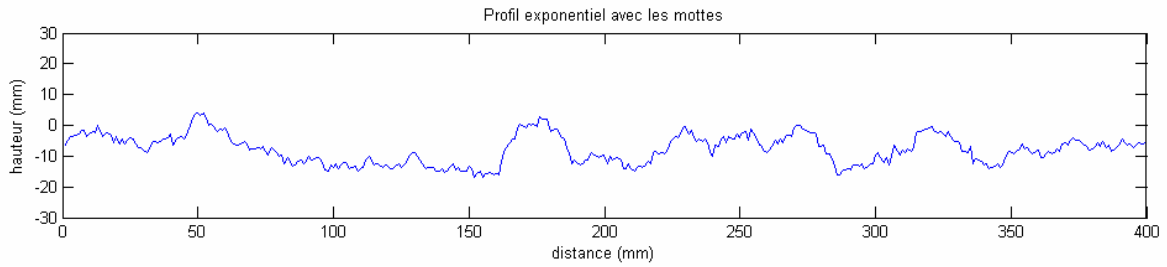


Figure 4. 4 : Graphique illustrant la somme du profil exponentiel et des mottes

Pour notre étude, nous avons utilisé trois tailles moyennes de rayon de mottes ($S_c=8$ mm, $S_c=18$ mm et $S_c=23$ mm). Pour une taille $S_c=8$ mm, la taille des mottes est comprise entre 5mm et 16 mm, pour $S_c=18$ mm le diamètre des mottes est compris entre 10mm et 40mm, et pour $S_c=23$ mm entre 10mm et 50mm.

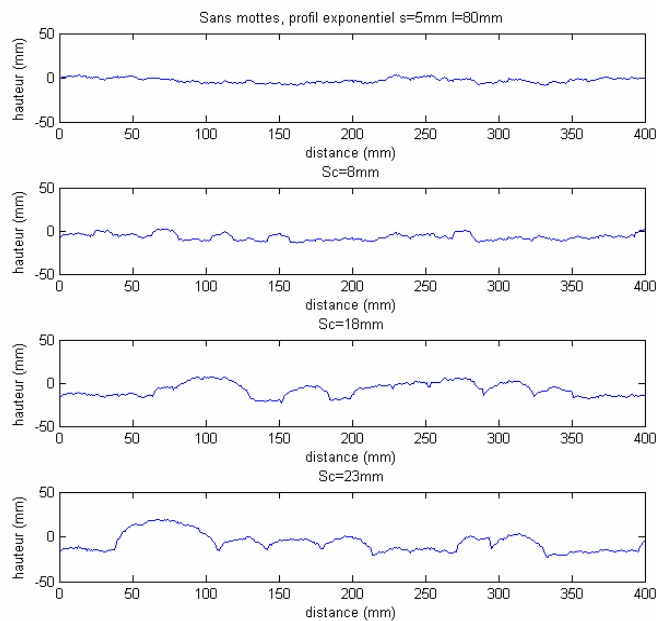
Paramètre d'entrée	Sans Motte	$S_c=8$ mm [5-16 mm]	$S_c=18$ mm [10-40 mm]	$S_c=23$ mm [10-50 mm]
(a) $s=5$ mm $l=80$ mm	4,3	6,3	10,5	12
	78	31	26	28
(b) $s=7$ mm $l=80$ mm	6,1	7,6	11,2	12,5
	78	46	30	30
(c) $s=9$ mm $l=80$ mm	7,5		11,4	13
	73		38	34

Tableau 4. 1 : Statistiques des profils générés avec et sans mottes

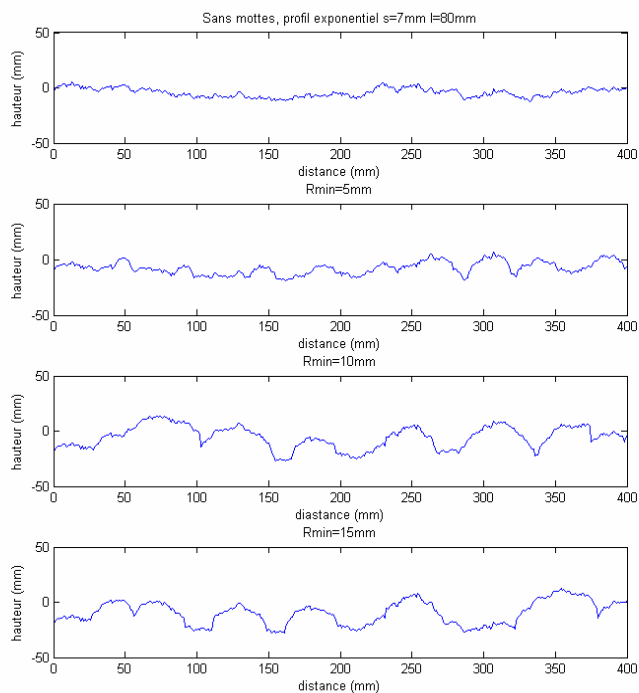
Le Tableau 4. 1 présente l'écart type moyen et la longueur de corrélation moyenne, respectivement s_{moy} et l_{moy} , moyenne réalisée sur $N=250$ profils, pour les différentes tailles de mottes. D'après ce tableau, on a une augmentation de l'écart type des hauteurs avec la taille des mottes, quant à la longueur de corrélation, elle diminue fortement, lors de l'ajout de mottes de taille moyenne de $S_c=8$ mm. On a une stabilisation de la longueur de corrélation l_{moy} autour de 30 mm quelle que soit la taille des mottes. Pour les paramètres d'entrées du profil (c) du tableau précédent, nous n'avons pas calculé de statistiques pour une taille de mottes $S_c=8$ mm car l'écart type des hauteurs est du même ordre de grandeur que la taille moyenne des mottes.

La Figure 4. 5 représente le profil exponentiel sans mottes pour différentes valeurs d'écart type des hauteurs ((a) $s=5\text{mm}$, (b) $s=7\text{mm}$ et (c) $s=9\text{mm}$), pour une même longueur de corrélation $l=80\text{mm}$, avec l'ajout des différentes tailles de mottes, sur une distance de 400mm en fonction de la hauteur du profil. La taille moyenne des mottes est $S_c=8\text{mm}$, $S_c=18\text{mm}$ et $S_c=23\text{mm}$. La distance moyenne séparant deux mottes est de $D_c=100\text{mm}$.

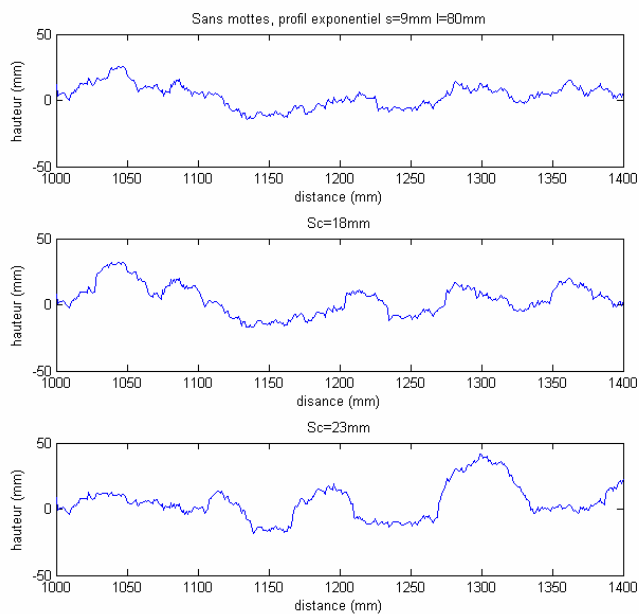
Pour chaque graphe de cette figure, on observe une évolution de la rugosité en passant d'une faible rugosité à une rugosité plus complexe, comme nous le confirme la statistique du Tableau 4. 1. Cette rugosité de la surface de référence augmente d'autant plus que l'écart type des hauteurs initial est grand. Pour la suite de notre travail, on considère de faibles écarts type des hauteurs, $s=5\text{ mm}$ et $s=7\text{ mm}$, afin d'obtenir un s_{moy} inférieur à 15mm lors de l'ajout des mottes.



(a)



(b)



(c)

Figure 4.5 : Exemple de surfaces générées pour $s=5\text{mm}$ (a), $s=7\text{mm}$ (b), $s=9\text{mm}$ (c), et comparaison avec les différentes tailles de mottes.

La fonction de corrélation résultante C' n'est plus de la même forme que la fonction de corrélation initiale C , par l'introduction des mottes de terre. Nous allons donc étudier le comportement de cette fonction C' selon la taille des mottes introduites.

IV.2.3 Estimation de la nouvelle fonction de corrélation

L'étude de la fonction C' est faite à partir de profils exponentiels, incluant ou non des mottes, pour une surface de référence engendrée avec $s=5\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$. Pour retrouver C' , on prend la fonction de corrélation sous la forme suivante $C'(x) = s^2 \exp\left(-\left(\frac{x}{l}\right)^{\alpha'}\right)$. La valeur de α' est généralement comprise entre 1 et 2. Pour $\alpha=1$ la fonction de corrélation est exponentielle et pour $\alpha=2$ elle est gaussienne.

Nous avons choisi $\alpha=1$ pour notre surface de référence afin d'évaluer l'influence des mottes sur ce paramètre.

Nous avons tracé sur la Figure 4. 6 et la Figure 4. 7 la fonction de corrélation d'un profil exponentiel (C_e courbe bleu), d'un profil gaussien (C_g courbe rouge) et la fonction de corrélation moyenne des profils créés (C_s courbe verte).

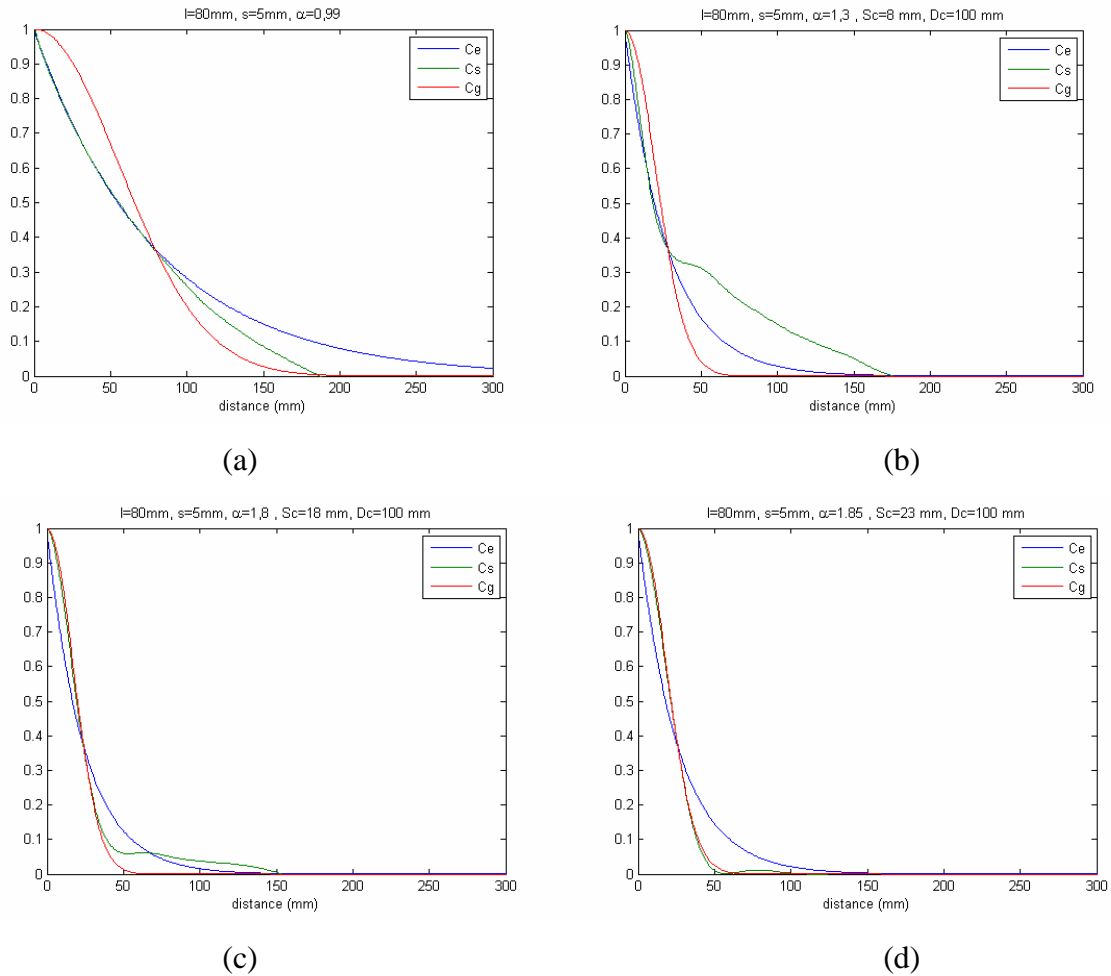


Figure 4. 6 : Représentation des fonctions de corrélation pour les surfaces générées avec différentes tailles de mottes, (a)sans mottes, (b) $S_c = 8$ mm, (c) $S_c = 18$ mm et (d) $S_c = 23$ mm

Le premier graphique (a) de la Figure 4. 6, représente la fonction de corrélation C_s d'un profil exponentiel sans mottes, en la comparant à la fonction de corrélation gaussienne C_g et exponentielle C_e . A travers ces graphiques, on cherche à retrouver le coefficient α' de la nouvelle fonction C_s . On trouve respectivement $\alpha'=0,99$ pour le profil sans mottes (a), $\alpha'=1,3$ pour des petites mottes ($S_c=8\text{mm}$) (b), $\alpha'=1,80$ pour des mottes de taille moyenne ($S_c=18\text{mm}$) (c) et $\alpha'=1,85$ pour les mottes les plus conséquentes ($S_c=23\text{mm}$) (d). Le coefficient α' augmente avec la rugosité. Ce résultat est en accord avec des travaux déjà menés [Zribi *et al.* 2005a]

La figure suivante représente les fonctions de corrélation avec une surface de référence engendrée avec 's'= 7mm et l=80mm, pour les trois différentes tailles de mottes.

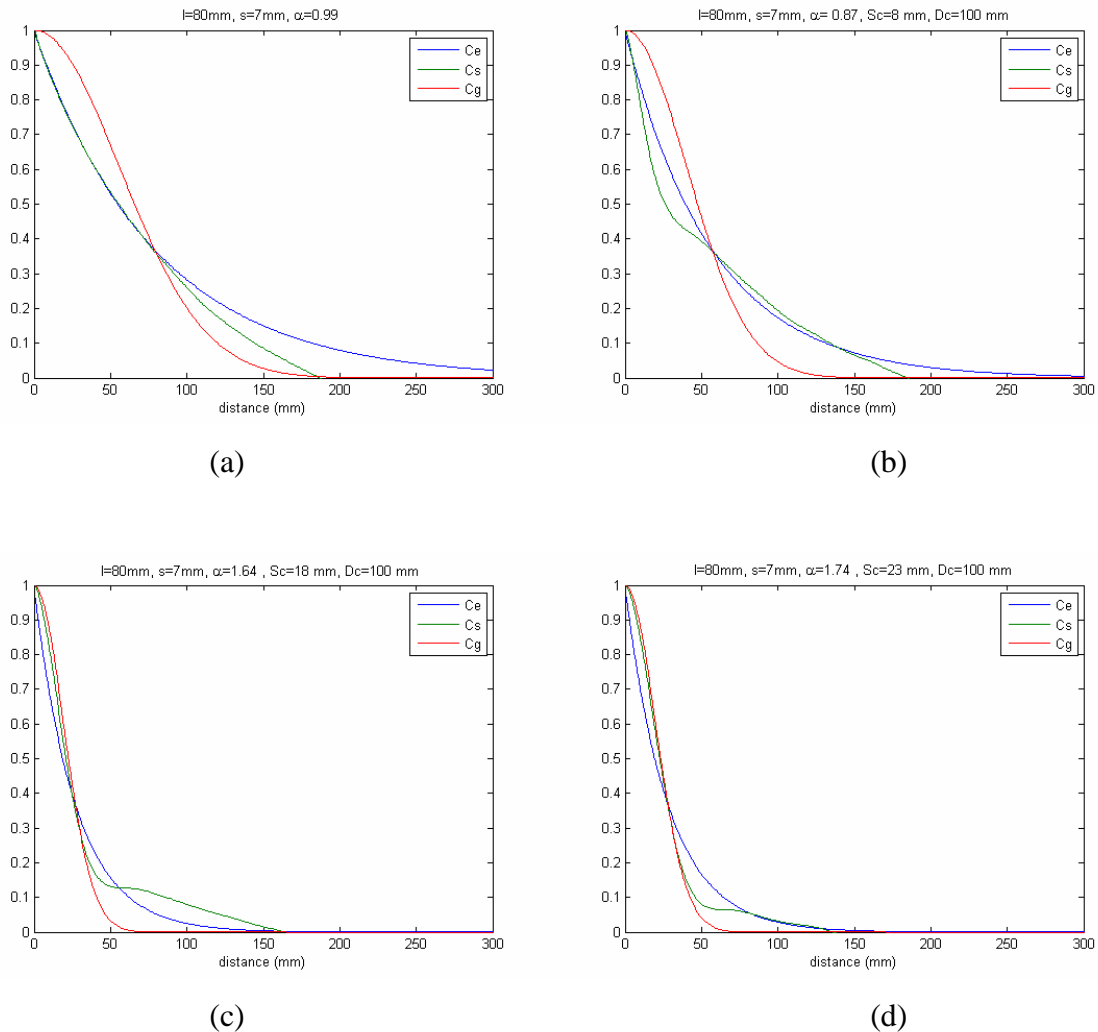


Figure 4. 7 : Représentation des fonctions de corrélation pour les surfaces générées avec différentes tailles de mottes, (a)sans mottes, (b) $S_c = 8$ mm, (c) $S_c = 18$ mm et (d) $S_c = 23$ mm

La Figure 4. 7, représente les fonctions C_s , C_e et C_g , avec α' qui a pour valeur 0.99 (a) sans mottes, 0.87 (b) pour $S_c = 8$ mm, 1.64 (c) pour $S_c = 18$ mm et 1.74 (d) pour $S_c = 23$ mm.

Dans tous les cas, lorsqu'on ajoute des mottes, nous avons α' qui est supérieur à 1, sauf pour le cas où la taille moyenne des mottes est du même ordre de grandeur que l'écart type des hauteurs initial (Figure 4. 7 (b)). La longueur de corrélation diminue fortement, passant d'une valeur de 80mm (graphes (a) Figure 4. 6 et Figure 4. 7) à une valeur inférieure à 50 mm (graphes c et d).

On constate que plus les mottes sont grandes par rapport à l'écart type des hauteurs initial, la fonction d'autocorrélation simulée C_s se rapproche de la gaussienne ($\alpha=2$).

Les statistiques des paramètres ' s ' et ' l ' de la Figure 4. 7 sont également présentées dans le Tableau 4. 1. En général, on a une forte diminution de la longueur de corrélation, comprise entre 20 et 40 mm, par rapport à celle utilisée lors de la génération des profils ($l=80\text{mm}$), et une augmentation de l'écart type des hauteurs.

Les simulations que nous avons menées dans cette partie confirment notre hypothèse initiale. Les résultats obtenus sont en adéquation avec les mesures réelles de la région de la Petite Beauce (2006), où les longueurs de corrélation de nos parcelles tests se trouvaient être faibles. Nous avons donc simulé ce que nous constatons sur le terrain : la présence de petites mottes introduit une rugosité à petite échelle qui conduit à une baisse de la longueur de corrélation. Ces résultats sont un progrès, et nous permettent de poursuivre nos simulations, sur le signal radar, en appliquant une méthode numérique de calcul exact de la rétrodiffusion, basée sur la méthode des moments.

IV.3 Modélisation numérique

La simulation d'une onde électromagnétique diffusée à partir d'une surface rugueuse en utilisant la méthode des moments n'était valable que pour une surface parfaitement conductrice en deux dimensions, [Axline et Fung 1978 ; Fung et chen 1985]. [Chen *et al.*1989 ; Chen et Bai 1990] ont étendu la technique de simulation en incluant la diffusion pour des surfaces diélectriques. Dans notre travail, nous abordons le cas des diélectriques, cas qui correspond aux surfaces que nous étudions.

IV.3.1 Rappel de la méthode des moments

La méthode des moments est une méthode adaptée à la résolution numérique des équations linéaires, et parmi celles-ci les équations intégrales [Harrington 1968].

La méthode des moments permet de résoudre les équations linéaires du type :

$$L(f) = g \quad \text{E 4. 12}$$

Où L est un opérateur linéaire, de type intégral par exemple, f et g sont deux fonctions.

La fonction g est une fonction regroupant les variables connues du problème (champ incident) et f la fonction inconnue à calculer.

La fonction f peut être décomposée sur une base de fonctions f_n

$$f = \sum_n \alpha_n f_n \quad \text{E 4. 13}$$

Où les coefficients α_n sont constants.

L'opérateur L étant linéaire, on a :

$$\sum_n \alpha_n L(f_n) = g \quad \text{E 4. 14}$$

On définit également un produit scalaire $\langle \rangle$ ainsi qu'une base de fonctions tests $\{W_n\}$ dans le domaine de l'opérateur L . En prenant le produit scalaire de l'équation précédente avec chaque fonction test, on obtient le système linéaire suivant :

$$\sum_n \alpha_n \langle L(f_n), W_n \rangle = \langle g, W_n \rangle \quad \text{E 4. 15}$$

Les coefficients α_n sont les inconnues de notre système. On peut réécrire cette série d'équation sous la forme matricielle :

$$[\langle L(f_n), W_m \rangle] [\alpha_n] = [\langle g, W_m \rangle] \quad \text{E 4. 16}$$

Les moyens numériques considèrent un rang fini. La fonction f est approchée par la fonction $f^{(N)}$ définie par

$$f^{(N)} = \sum_{i=1}^N \alpha_i(N) f_i \quad \text{E 4. 17}$$

IV.3.2 Modèle Numérique de rétrodiffusion

Le calcul numérique de la rétrodiffusion est basé sur la résolution des équations intégrales du champ électrique et du champ magnétique.

En appliquant le second théorème de Green à un volume fermé, les équations intégrales du champ électrique et magnétique dans le milieu de l'air s'écrivent telle que :

$$\vec{n} \times \vec{E}^i(\vec{r}) = -\frac{1}{2} \vec{K} + \vec{n} \times \int_c \left[j\omega\mu_0 G_1 \vec{J} - \vec{K} \times \nabla G_1 - \frac{\nabla' \cdot \vec{J}}{j\omega\epsilon_1} \nabla G_1 \right] dl' \quad \text{E 4. 18}$$

$$\vec{n} \times \vec{H}^i(\vec{r}) = -\frac{1}{2} \vec{J} + \vec{n} \times \int_c \left[j\omega\epsilon_1 G_1 \vec{K} + \vec{J} \times \nabla G_1 - \frac{\nabla' \cdot \vec{K}}{j\omega\mu_0} \nabla G_1 \right] dl' \quad \text{E 4. 19}$$

En second, nous considérons les équations intégrales du sol :

$$0 = -\frac{1}{2} \vec{K} - \vec{n} \times \int_c \left[j\omega\mu_0 G_2 \vec{J} - \vec{K} \times \nabla G_2 - \frac{\nabla' \cdot \vec{K}}{j\omega\epsilon_2} \nabla G_2 \right] dl' \quad \text{E 4. 20}$$

$$0 = -\frac{1}{2} \vec{J} - \vec{n} \times \int_c \left[j\omega\epsilon_0 G_2 \vec{K} + \vec{J} \times \nabla G_2 - \frac{\nabla' \cdot \vec{K}}{j\omega\epsilon_2} \nabla G_2 \right] dl' \quad \text{E 4. 21}$$

Où μ_0 est la perméabilité de l'air, ϵ_1 et ϵ_2 sont respectivement la permittivité diélectrique de l'air et du sol, \vec{n} le vecteur normal d'unité de la surface dirigé vers l'extérieur, $\vec{K} = -\vec{n} \times \vec{E}$ la densité de courant surfacique magnétique et $\vec{J} = \vec{n} \times \vec{H}$ la densité de courant surfacique électrique.

La fonction de Green en coordonnées cylindriques est définie à partir de la fonction de Hankel de deuxième espèce à l'ordre zéro comme suit :

$$G_i = -\frac{j}{4} H_0^{(2)}(k_i |\vec{\rho} - \vec{\rho}'|), i = 1, 2 \quad \text{E 4. 22}$$

En appliquant la méthode des moments, les équations intégrales de surface peuvent être converties en un système d'équations linéaires avec des coefficients sous forme complexes. Cette conversion est présentée en polarisation HH et VV dans les paragraphes suivants, pour les cas diélectriques

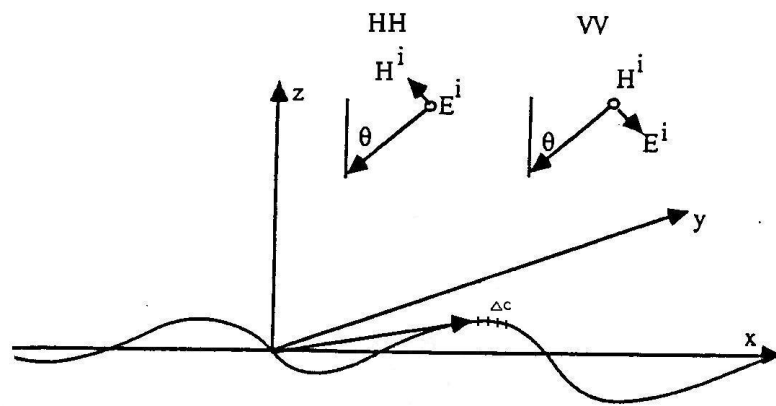


Figure 4. 8 : Géométrie de la diffusion

Nous avons choisi pour étudier la diffusion sur un profil une décomposition simple. Les profils générés de la partie IV.2 sont longs devant la longueur d'onde (5,6cm) du champ incident. Nous avons choisi une longueur totale de 1000 mm pour la taille d'un profil. Pour obtenir le coefficient de rétrodiffusion final, on somme les champs rétrodiffusés sur plusieurs profils (réduit à 250 profils).

On effectue d'abord un découpage en N cellules $C_n (n=1,2,\dots,N)$ pour chaque profil. Ce découpage permet d'inclure les repliements du profil du sol. On note x_n l'échantillonnage qui correspond au centre de la cellule. Les fonctions de base et de test correspondant sont :

$$\{f_n\} ; f_n(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x \text{ appartient à } C_n \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}, n=1,2,3,\dots,N$$

$$\{w_m\} ; w_m = \delta(x - x_m), m=1,2,3,\dots,N$$

IV.3.2.1 Polarisation HH

Pour la polarisation horizontale, les champs incidents électrique et magnétique s'écrivent sous la forme :

$$\vec{E}^i = -\vec{y} e^{jk_1(x \sin \theta + z \cos \theta)} \quad \text{E 4. 23}$$

$$\vec{H}^i = \frac{1}{\eta} (-\vec{x} \cos \theta + \vec{z} \sin \theta) e^{jk_1(x \sin \theta + z \cos \theta)} \quad \text{E 4. 24}$$

Pour un faisceau d'onde incidente, l'expression du champ incident est le suivant [Thorsos 1988] :

$$\varphi_{inc}(\vec{r}) = \exp(ik(x \sin \theta_i - z \cos \theta_i)(1 + \omega(\vec{r}))) \exp\left(-\frac{(x + z \tan \theta_i)^2}{g^2}\right), \quad \text{avec } g \text{ le paramètre}$$

d'ouverture du faisceau, ω terme additionnel de la phase.

La densité de courant surfacique électrique de la surface est fonction de la variable de contour de la surface l' tel que :

$$\vec{J}_s = \vec{y} J_s(l') \quad \text{et} \quad \nabla'_s \cdot \vec{J}_s = 0 \quad \text{E 4. 25}$$

Les équations E4.11 et E4.13 deviennent alors :

$$\vec{n} \times \vec{E}^i(\vec{r}) = -\frac{1}{2} \vec{K}_s + \vec{n} \times \int_c [j\omega\mu_0 G_1 \vec{J}_s - \vec{K}_s \times \nabla G_1] dl' \quad \text{E 4. 26}$$

$$0 = -\frac{1}{2} \vec{K}_s - \vec{n} \times \int_c [j\omega\mu_0 G_2 \vec{J}_s - \vec{K}_s \times \nabla G_2] dl' \quad \text{E 4. 27}$$

On considère l'identité vectorielle suivante :

$$\vec{K}_s \times \nabla G_i = (-\vec{n}' \times \vec{E}) \times \nabla G_{i1} = -\vec{E} (\vec{n}' \cdot \nabla G_i), i = 1, 2 \quad \text{E 4. 28}$$

Les équations 4.19 et 4.20 se simplifient comme suit :

$$\vec{E}_y^i(\vec{r}) = -\frac{1}{2} E_y(\vec{r}) + \int_c [j\omega\mu_0 G_1 J_y + E_y (\vec{n}' \cdot \nabla G_1)] dl' \quad \text{E 4. 29}$$

$$0 = -\frac{1}{2} E_y(\vec{r}) - \int_c [j\omega\mu_0 G_2 J_y + E_y (\vec{n}' \cdot \nabla G_2)] dl' \quad \text{E 4. 30}$$

Ainsi on obtient les équations intégrales qui relient les champs incidents aux densités de courant électrique et magnétique sur la surface du sol.

En adoptant la fonction de base et en utilisant la méthode des moments, les équations E.22 et E.23 sont converties en un système d'équation matriciel [Chen *et al.* 1989] :

$$\begin{bmatrix} Z^{11} & Z^{12} \\ Z^{21} & Z^{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_y \\ J_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_y^i \\ 0 \end{bmatrix} \quad \text{E 4. 31}$$

Où la taille de la matrice est $2N \times 2N$, avec N le nombre de cellules sur le profil.

Les éléments de la matrice peuvent s'écrire tels que :

$$Z_{mn}^{11} = \frac{1}{2} \delta_{mn} + \int_{C_n} (\vec{n}' \cdot \nabla G_1)$$

$$\approx \begin{cases} \frac{1}{2} - \frac{\Delta C_n}{4\pi R_c}, & m = n \\ (\vec{n}_n \cdot \vec{R}) \frac{jk_1}{4} H_1^{(2)}(k_1 |\vec{\rho}_m - \vec{\rho}_n|) \Delta C_n, & m \neq n \end{cases} \quad \text{E 4. 32}$$

Avec $\vec{R} = \frac{(\rho_m - \rho_n)}{|\rho_m - \rho_n|}$, ρ_m et ρ_n représentant les vecteurs positions d'abscisses respectives

x_m et x_n . R_c est le rayon de courbure de chaque point de la surface, \vec{n}_n est la normale sortante, k_1 le nombre d'onde du milieu 1 (air).

$$Z_{mn}^{12} = j\omega\mu_0 \int_{C_n} G_1 dl'$$

$$\approx j\omega\mu_0 \begin{cases} -\frac{j}{4} \left(1 - \frac{2j}{\pi} \ln \frac{jk_1 \Delta C_n}{4e} \right), & m = n \\ -\frac{j}{4} H_0^{(2)}(k_1 |\rho_m - \rho_n|) \Delta C_n, & m \neq n \end{cases} \quad \text{E 4. 33}$$

Où γ est la constante d'Euler et a pour valeur 0,5772.

$$Z_{mn}^{21} = \frac{1}{2} \delta_{mn} - \int_{C_n} (\vec{n}' \cdot \nabla G_2)$$

$$\approx \begin{cases} \frac{1}{2} - \frac{\Delta C_n}{4\pi R_c}, & m = n \\ -(\vec{n}_n \cdot \vec{R}) \frac{jk_2}{4} H_1^{(2)}(k_2 |\vec{\rho}_m - \vec{\rho}_n|) \Delta C_n, & m \neq n \end{cases} \quad \text{E 4. 34}$$

$$Z_{mn}^{22} = j\omega\mu_0 \int_{C_n} G_2 dl'$$

$$\approx j\omega\mu_0 \begin{cases} -\frac{j}{4} \left(1 - \frac{2j}{\pi} \ln \frac{\gamma k_2 \Delta C_n}{4e} \right), & m = n \\ -\frac{j}{4} H_0^{(2)}(k_2 |\rho_m - \rho_n|) \Delta C_n, & m \neq n \end{cases} \quad \text{E 4. 35}$$

On note que pour les équations 4.25 et 4.27, le second terme, pour $m=n$, est négligeable et ignoré dans le calcul numérique.

Une fois le calcul de la densité de courant et du champ électrique résolu par le système matriciel, le champ rétrodiffusé est évalué par l'expression suivante :

$$E_y^s = -\int_c [j\omega\mu_0 G_1 J_y + E_y (\vec{n}' \cdot \nabla G_1)] dl' \quad \text{E 4. 36}$$

Pour obtenir le coefficient de rétrodiffusion, on utilise l'approximation en zone lointaine de la fonction de Hankel [Chen *et al.* 1989] :

$$G_1 \approx -\frac{j}{4} H_0^{(2)}(k_1 \rho - k_1 \vec{n}_s \cdot \vec{\rho}') \approx \frac{-j e^{j\frac{\pi}{4}}}{\sqrt{8\pi k_1 \rho}} e^{-jk_1 \rho} e^{jk_1 \vec{n}_s \cdot \vec{\rho}'} \quad \text{E 4. 37}$$

$$\nabla G_1 \approx \vec{n}_s \frac{j}{4} H_0^{(2)}(k_1 \rho - k_1 \vec{n}_s \cdot \vec{\rho}') \approx \vec{n}_s \frac{(-k_1) j e^{j\frac{\pi}{4}}}{\sqrt{8\pi k_1 \rho}} e^{-jk_1 \rho} e^{jk_1 \vec{n}_s \cdot \vec{\rho}'} \quad \text{E 4. 38}$$

Avec \vec{n}_s le vecteur unité indiquant la direction de diffusion.

Le champ rétrodiffusé en zone lointaine peut maintenant s'écrire sous la forme suivante :

$$E_y^s = \frac{k_1 e^{j\frac{\pi}{4}}}{\sqrt{8\pi k_1 \rho}} e^{-jk_1 \rho} \sum_{i=1}^N [\eta J_i - (\vec{n}_i \cdot \vec{n}_s) E_i] e^{jk_1 \vec{n}_s \cdot \vec{\rho}'} \Delta C_n \quad \text{E 4. 39}$$

Et le coefficient de rétrodiffusion est défini comme :

$$\sigma^0 = \frac{2\pi\rho}{N L_{eff}} \left[\sum_{j=1}^N |E_j^s|^2 - \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N E_j^s \right|^2 \right] \quad \text{E 4. 40}$$

Où L_{eff} est la longueur d'illumination effective de l'antenne :

$$L_{eff} = \frac{g \sqrt{\pi/2}}{\cos \theta} \quad \text{E 4. 41}$$

IV.3.2.2 Polarisation VV

En polarisation verticale, les champs incidents sont :

$$\vec{E}^i = (\vec{x} \cos \theta - \vec{z} \sin \theta) \eta e^{jk_1(x \sin \theta + z \cos \theta)} \quad \text{E 4. 42}$$

$$\vec{H}^i = -\vec{y} e^{jk_1(x \sin \theta + z \cos \theta)} \quad \text{E 4. 43}$$

En appliquant la même procédure que pour la polarisation HH, les équations intégrales pour la polarisation VV s'écrivent comme :

$$H_y^i = \frac{1}{2} H_y + \int_c [j\omega \epsilon_1 G_1 K_y + H_y (\vec{n}' \cdot \nabla G_1)] dl' \quad \text{E 4. 44}$$

$$0 = \frac{1}{2} H_y - \int_c [j\omega \epsilon_2 G_2 K_y + H_y (\vec{n}' \cdot \nabla G_2)] dl' \quad \text{E 4. 45}$$

La méthode des moments appliqués aux équations ci-dessus, conduit à un système matriciel similaire. E_y et E_y^i sont remplacés par H_y et H_y^i et la densité de courant électrique J_y par la densité de courant magnétique K_y . Les éléments de la matrice ont la même expression que pour la polarisation HH à l'exception de μ_0 remplacé par ϵ_1 , (ϵ_2) dans l'expression de Z_{mn}^{12} , (respectivement Z_{mn}^{22}).

Dans la partie suivante, nous appliquons le modèle numérique. Il est nécessaire de bien choisir la longueur des N profils, le nombre de profils, le pas d'échantillonnage.

IV.4 Applications et Résultats

Dans cette partie, nous appliquons le modèle numérique afin de calculer le coefficient de rétrodiffusion σ° sur nos nouveaux profils de surface décrits en partie IV.2. Basé sur la convergence du calcul numérique, la longueur du profil est supposée être plus de 15 fois la longueur de corrélation (ou longueur d'onde). Le nombre de profil doit être suffisamment important pour assurer une bonne estimation du signal rétrodiffusé. On effectue la moyenne des σ° des N profils. Dans notre travail, nous avons utilisé 250 profils (chiffre atteint par dichotomie en partant sur la base de 1000 profils). La longueur de chaque profil est de 1000 mm pour une longueur d'onde égale à 56 mm. Le pas d'échantillonnage est égal à $\lambda/10$ soit 6mm, dans notre cas pour une simulation en bande-C.

Nous allons tout d'abord regarder les simulations pour différentes longueurs de profil et différents pas d'échantillonnage (ou pas de cellules). Par la suite nous regardons l'influence de l'ajout de la structure des mottes sur la rétrodiffusion. Enfin nous effectuons une analyse du comportement de la rétrodiffusion en fonction de la méthode de génération des profils.

IV.4.1 Simulations pour différents paramètres

Nous regardons dans cette section, l'influence des différents paramètres sur la rétrodiffusion, tels que le pas d'échantillonnage, la longueur de profils et l'écart type des hauteurs.

IV.4.1.1 Pas d'échantillonnage

Dans ce paragraphe, nous souhaitons voir le comportement du signal rétrodiffusé en fonction de l'angle d'incidence pour plusieurs pas d'échantillonnage. Dans plusieurs travaux menés par [Fung et Chen 1985, Chen *et al.* 1989], le pas d'échantillonnage usuellement employé est de $\lambda/10$. Nous allons donc tester plusieurs pas d'échantillonnage afin de prendre celui le plus adapté à l'ajout de nos mottes de terre.

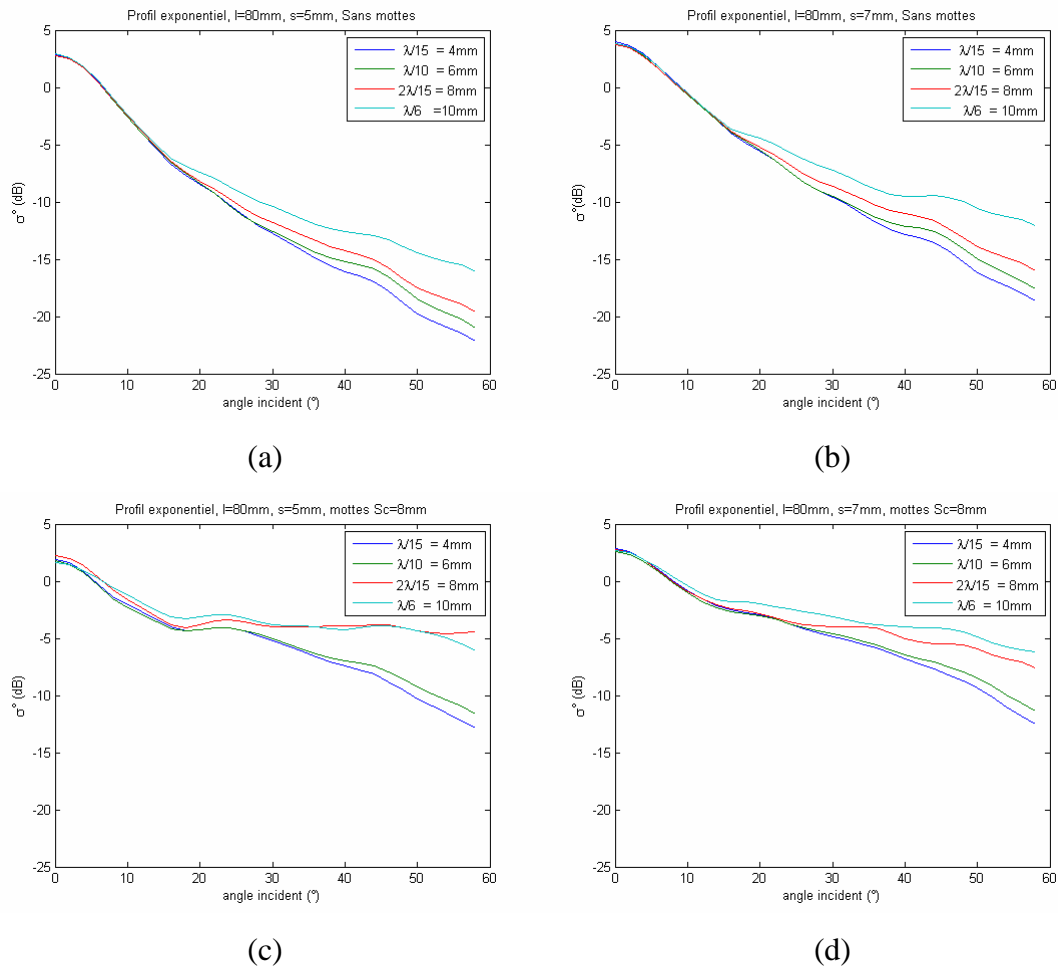


Figure 4. 9 : Représentation de σ^0 (dB) en fonction de l'angle d'incidence pour différents pas d'échantillonnage (4mm, 6mm, 8mm et 10mm), (a) et (b) sans mottes, (c) et (d) avec des mottes de $S_c = 8$ mm.

La Figure 4. 9 représente le coefficient de rétrodiffusion σ^0 (dB) en fonction de l'angle d'incidence en degré, pour différents pas d'échantillonnage. Pour les graphes (a) et (b), les courbes sont confondues jusqu'à un angle d'incidence de 18° . A partir de cet angle, le signal rétrodiffusé augmente pour un pas d'échantillonnage qui augmente. Par exemple sur le graphique (a), pour un angle de 40° , nous avons $\sigma^0 = -16\text{dB}$ ($\sigma^0 = -12\text{dB}$) pour un pas d'échantillonnage de 4mm (respectivement 10mm). Sur les graphes (a) et (b), les courbes ont un comportement similaire avec respectivement un écart type des hauteurs de 5mm et 7mm. En revanche, lorsque nous comparons les graphes (a) sans mottes et (c) avec des mottes de 5mm, nous avons une différence de comportement du signal rétrodiffusé. Le signal augmente fortement pour un pas d'échantillonnage supérieur ou égal 8mm. Le pas d'échantillonnage est alors trop grand pour prendre en compte les mottes de terre de taille moyenne $S_c = 8\text{mm}$.

Avec cette analyse, nous considérons qu'un pas d'échantillonnage à $\lambda/10$ (soit 6mm) est tout à fait approprié à notre étude.

IV.4.1.2 Longueur du profil

Dans ce paragraphe nous nous intéressons à la longueur du profil N. La longueur L de chaque profil est prise 15 fois supérieure à la longueur d'onde. Nous allons tester trois longueurs différentes : L1=1000mm, L2= 1250mm et L3=1500mm.

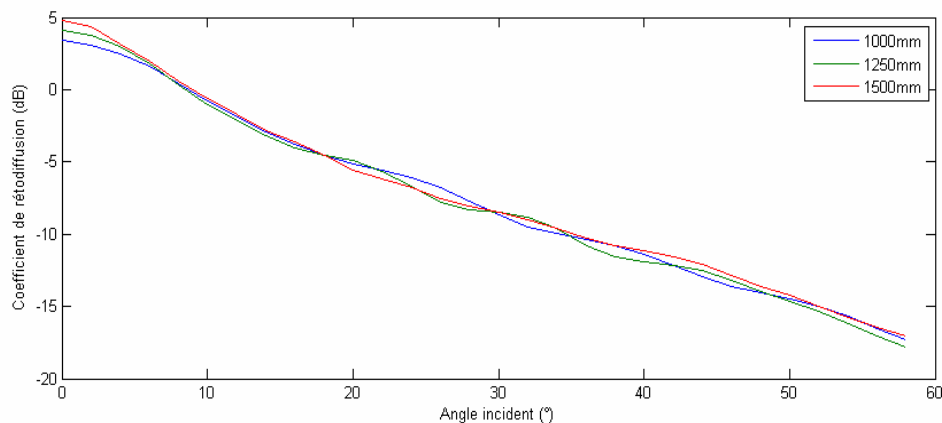


Figure 4. 10 : Représentation du coefficient de rétrodiffusion (dB) en fonction de l'angle incident (°), pour différentes longueurs des N profils

La Figure 4. 10 montre la variation de σ° (dB) en fonction de l'angle incident, **en polarisation HH, pour un milieu diélectrique**. La différence majeure entre les 3 longueurs de profils L se situe au niveau des petits angles entre 0° et 5°. Les courbes sont similaires et on observe pour chacune d'elles une petite oscillation entre 18° et 50°. L'augmentation de L (L=1000mm), ou du nombre N de profils (N=250), n'atténue pas ces petites oscillations, qui proviennent alors directement du calcul du modèle numérique.

Nous avons donc choisi de garder une longueur de profil L=1000mm pour N=250 profils, dans la suite de notre travail.

IV.4.1.3 Ecart type des hauteurs

Nous regardons dans ce paragraphe le comportement de σ° en fonction de l'angle incident, pour différentes valeurs de l'écart type des hauteurs. Les profils que nous calculons sont des profils sans mottes avec leurs caractéristiques initiales reportées dans le Tableau 4. 2 :

Profil Exponentiel	l initial en mm	S initial en mm
PE1	70	5
PE2	70	6
PE3	70	7
PE4	70	9
PE5	70	10
PE6	70	12
PE7	70	15

Tableau 4. 2 : Paramètres statistiques initiaux des profils exponentiels

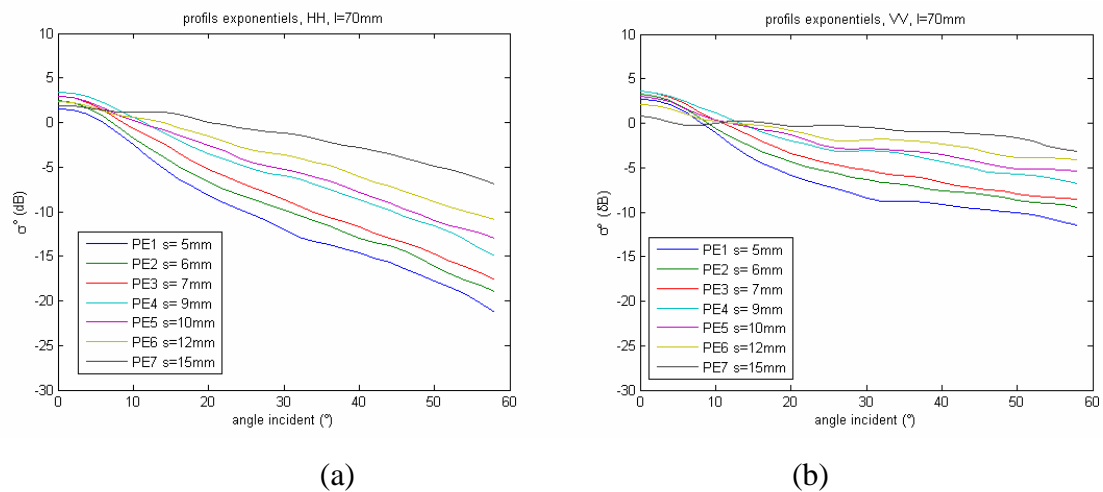


Figure 4. 11 : Représentation du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle incident pour $s=5$ mm, $s=6$ mm, $s=7$ mm, $s=9$ mm, $s=10$ mm, $s=12$ mm, $s=15$ mm, (a) en polarisation HH et (b) en polarisation VV

En comparant les graphes (a) et (b) de la Figure 4. 11, les valeurs de σ° en polarisation VV sont supérieures aux valeurs de la polarisation HH. Nos simulations avec la méthode numérique concordent avec les simulations des travaux effectués avec le modèle analytique IEM, comme le montre la Figure 4. 12.

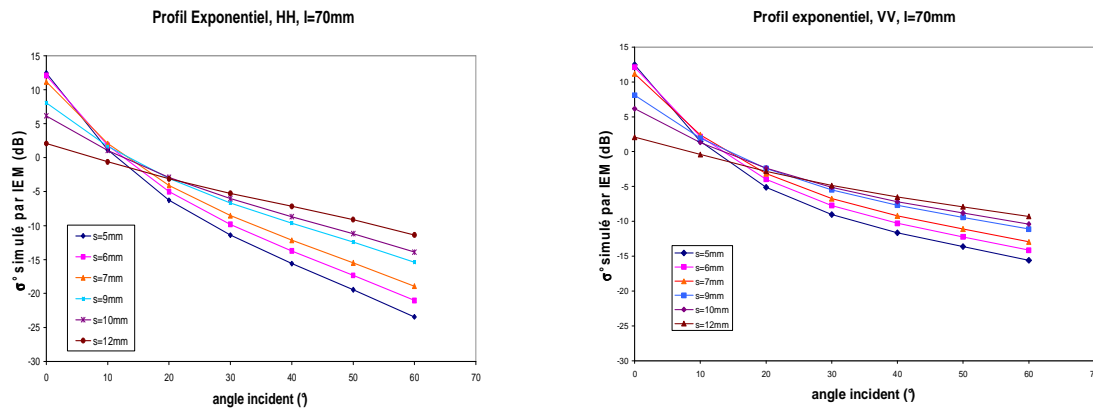


Figure 4. 12 : Représentation de σ° simulé par IEM pour $s=5\text{mm}$, $s=6\text{mm}$, $s=7\text{mm}$, $s=9\text{mm}$, $s=10\text{mm}$, $s=12\text{mm}$, (a) en polarisation HH et (b) en polarisation VV

Sur la Figure 4. 11, σ° augmente avec un écart type des hauteurs plus grand. Ceci nous montre bien la sensibilité du modèle numérique à reproduire le comportement du signal rétrodiffusé pour différentes rugosités. Lorsque la rugosité d'une surface augmente, la rétrodiffusion du signal augmente. Le même comportement est observé sur la Figure 4. 12 pour σ° simulé à partir de modèle analytique IEM. Pour des angles d'incidence supérieur à 10° , la gamme de valeur de σ° est comprise entre $[0 ; -25\text{dB}]$ en HH et $[0 ; -15\text{dB}]$ en VV, en fonction de 's', pour les deux modèles. Notre modèle numérique présente des résultats en accord avec la littérature.

A partir de ces premières simulations, validées pour des profils de référence, nous regardons par la suite l'influence des différentes tailles de mottes sur la rétrodiffusion.

IV.4.2 Influence des mottes sur la rétrodiffusion

Nous réalisons dans ce paragraphe des calculs numériques sur les surfaces incluant des mottes de terre. La Figure 4. 13 représente le coefficient de rétrodiffusion, simulé par la méthode des moments en fonction de l'angle d'incidence (entre 0° et 60°) pour trois types de surface. La première surface est la surface exponentielle de référence, sans mottes, créée à partir de la fonction de corrélation exponentielle et les paramètres statistiques ($s=5\text{mm}$, $s=7\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$). Pour les deux autres profils, nous avons ajouté sur cette surface de référence deux distributions gaussiennes de taille de mottes dont la moyenne est $S_c=8\text{mm}$ et $S_c=18\text{mm}$, et

une distribution identique entre les mottes $D_c=100\text{mm}$. Les simulations sont faites pour les 2 polarisations HH et VV, et en bande C.

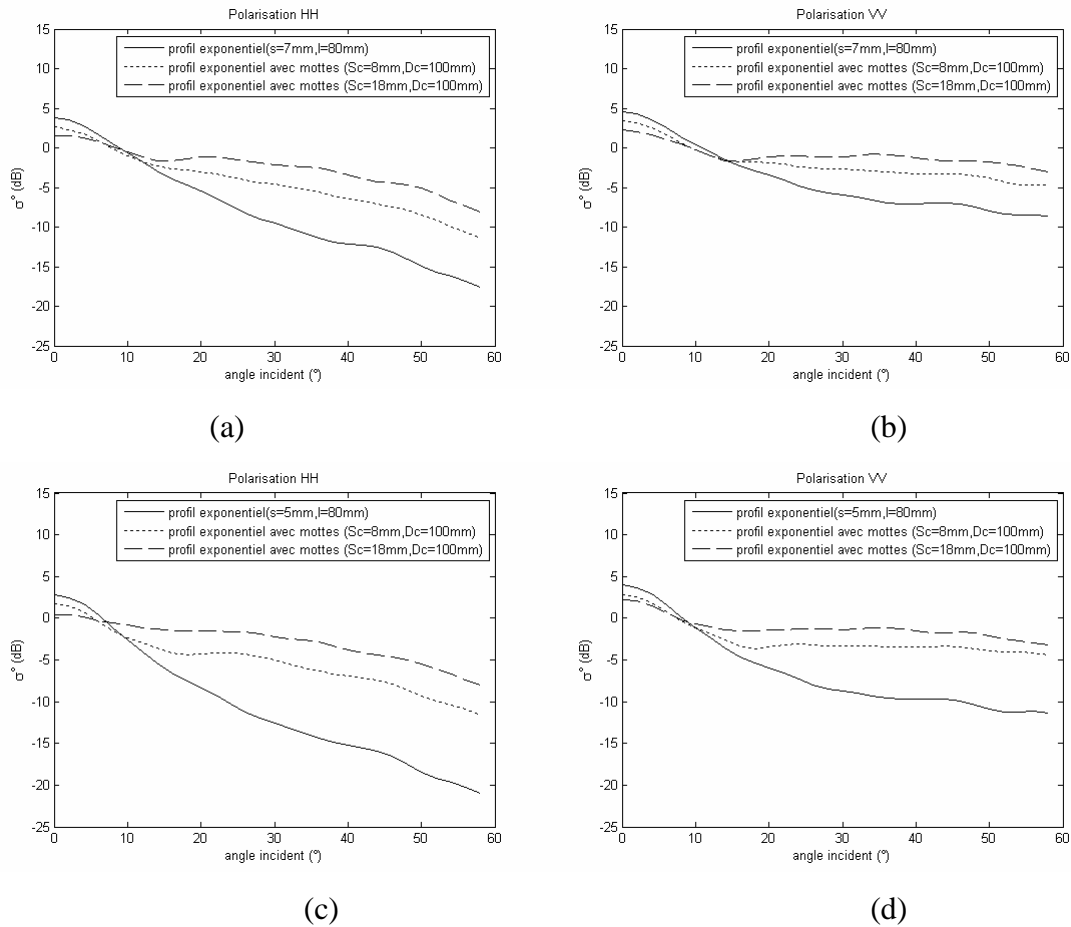


Figure 4. 13 : Simulation de σ^0 , pour deux profils exponentiels ($s=7\text{mm}$, $s=5\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$), et pour deux distributions de tailles de mottes différentes ($S_c=8\text{mm}$ et $S_c=18\text{mm}$), en polarisation HH et VV.

Le signal radar est modifié par la présence des mottes. Plus on augmente la taille des mottes, plus le signal radar augmente pour les angles d'incidence compris entre 8° et 60° . Si on se place à un angle d'incidence de 40° , en polarisation HH, (Figure 4. 13 (a)), il y a une différence de 6 dB (et 10 dB) entre la surface de référence et la surface incluant des mottes dont $S_c=8\text{mm}$ (et $S_c=18\text{mm}$ respectivement). Les valeurs du signal rétrodiffusé en polarisation VV sont supérieures par rapport à celles la polarisation HH. Ce résultat correspond à nos attentes. En polarisation VV (Figure 4. 13 (b)), l'écart entre la surface de référence et celles incluant les mottes est réduit. Il est de 4dB (et de 6 dB) pour $S_c=8\text{mm}$ (et $S_c=23\text{mm}$ respectivement).

Lorsque l'écart type des hauteurs de la surface de référence est plus petit, $s=5\text{mm}$ (c) et (d), l'écart entre σ° de référence et σ° des deux surfaces augmentent de plus de 2dB.

La Figure 4. 14 présente les simulations du coefficient de rétrodiffusion pour la surface de référence et les deux autres incluant les mottes. On a une même distribution de taille des mottes ($S_c=23\text{mm}$) mais une distribution entre les mottes différentes ($D_c=100\text{mm}$ et $D_c=50\text{mm}$). Les graphes ci-dessous montrent une augmentation σ° lorsque la distance entre les mottes diminue. Cette différence n'excède pas 2.5 dB.

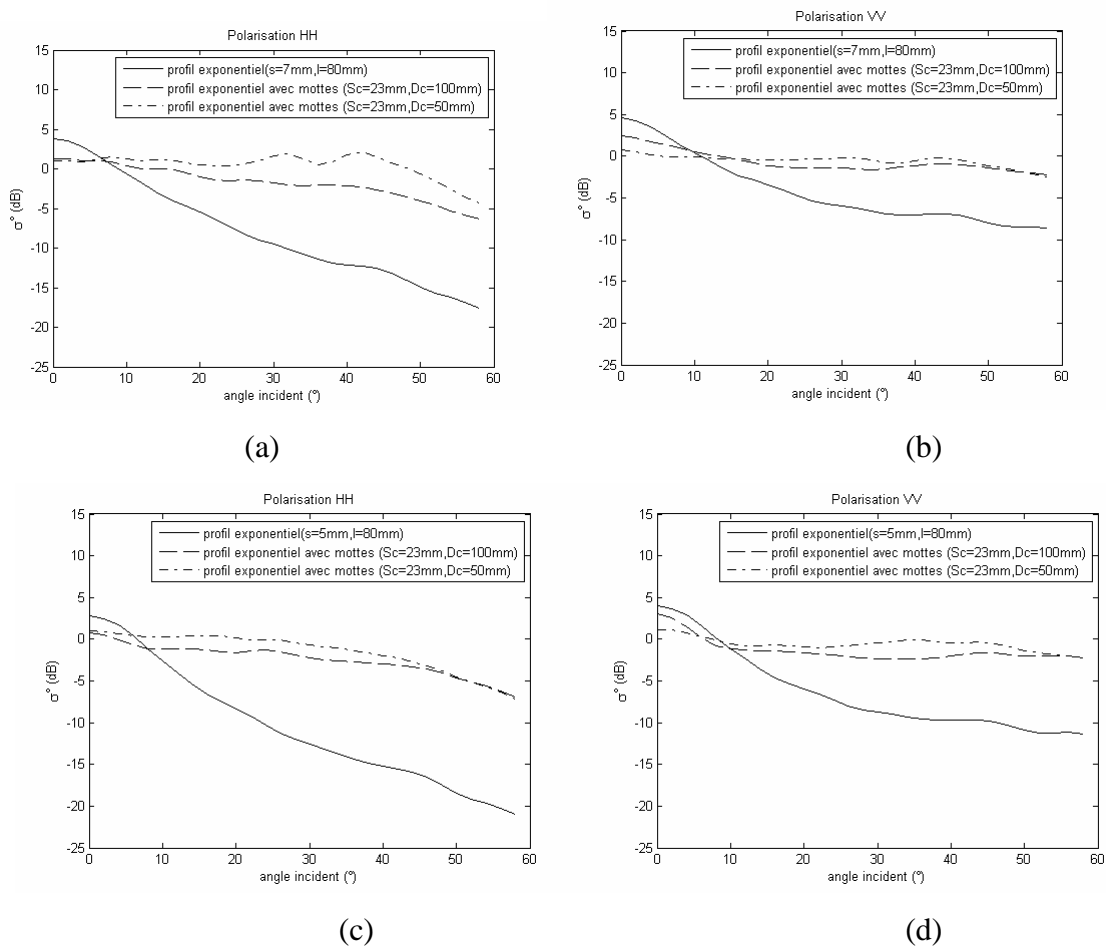


Figure 4. 14 : Simulation du coefficient de rétrodiffusion pour deux profils exponentiels ($s=7\text{mm}$, $s=5\text{mm}$ et $l=80\text{mm}$), et pour deux distances entre mottes différentes, en polarisation HH et VV

Les deux figures ci-dessus montrent également une apparition des oscillations dans la simulation de σ° lorsque la taille des mottes augmente et que la distance entre les mottes est

plus faible. Cet effet est dû très probablement à la présence d'une répartition plus complexe des pentes de la surface (pentes plus élevées) [Zribi *et al.* 2009].

La Figure 4. 15 présente les distributions de pente pour la surface de référence et les deux différentes distances entre les mottes ($D_c=100\text{mm}$ et $D_c=50\text{mm}$). La distribution des pentes est calculée pour une taille de cellule de 6mm.

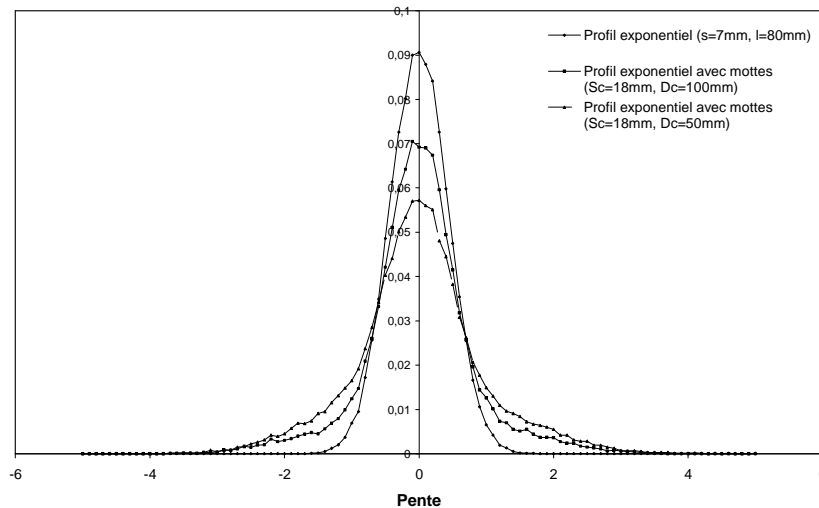


Figure 4. 15 : Représentation de la distribution des pentes de la surface pour différents profils

Après avoir analysé la contribution des mottes sur le signal radar rétrodiffusé, nous étudions le rôle de la description de la surface, en comparant l'approche classique, basée sur la fonction de corrélation, avec celle contenant les mottes.

IV.4.3 Analyse du comportement de la rétrodiffusion en fonction de la méthode de génération de la surface

Cette comparaison se fait en deux temps. Dans un premier temps, nous créons des surfaces telles que décrites en partie IV.2 de ce chapitre, à partir de la fonction de corrélation des hauteurs, et des paramètres statistiques, l'écart type des hauteurs et la longueur de corrélation ($\alpha=1$, s et l). Après l'ajout des mottes, nous recalculons ces paramètres et nous obtenons α' , s_{moy} et l_{moy} .

Dans un second temps, nous créons des surfaces à partir de la fonction de corrélation exponentielle ($\alpha=1$), et les paramètres statistiques estimés à partir des surfaces générées (s_{moy}

et l_{moy}). Nous comparons enfin les simulations de la rétrodiffusion à partir de ces deux méthodes de génération de surfaces.

La Figure 4. 16 représente σ° en fonction de l'angle incident, pour les deux méthodes de génération de surfaces et pour les deux polarisations HH et VV. Les deux exemples de surfaces exponentielles de références étudiées ont pour paramètres de rugosité : $s=5\text{mm}$, $s=7\text{mm}$ pour une même longueur de corrélation $l=80\text{mm}$. La distribution des mottes est caractérisés par $S_c = 18\text{mm}$ et $D_c = 100\text{mm}$.

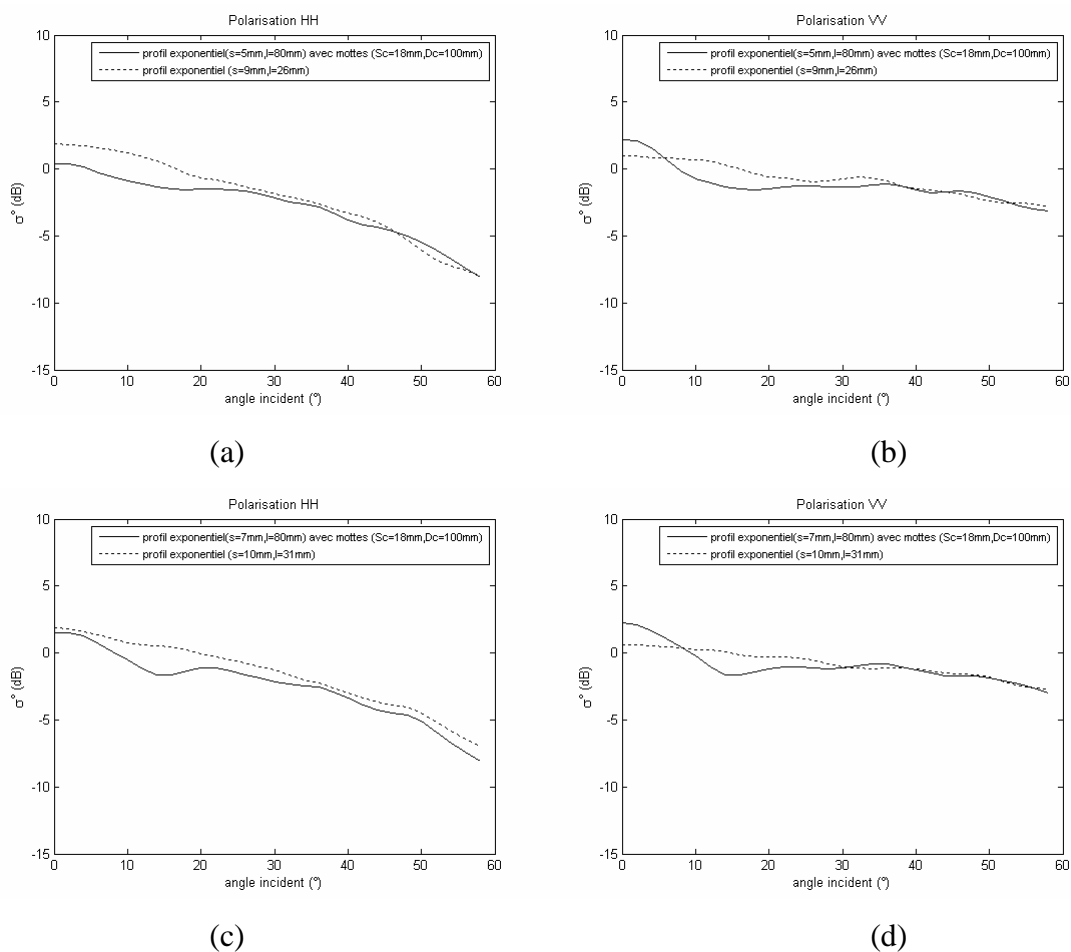


Figure 4. 16 : Comparaison entre coefficient de rétrodiffusion calculé à partir de profils incluant les mottes et à partir du profil sans mottes ayant les mêmes statistiques 's' et 'l'.

Dans la plupart des cas, on a une surestimation de σ° pour les surfaces ne présentant pas la structure de mottes de terre. Ces surfaces ont un écart type des hauteurs s_{moy} et une longueur de corrélation l_{moy} faibles, comparés aux valeurs de 's' et 'l' de la surface de référence. Cette

surestimation est comprise entre 0,5dB et 2dB en polarisation HH et pour des angles d'incidences inférieurs à 50°. En polarisation VV, nous avons une sous-estimation pour θ inférieur à 10°, une surestimation entre 10° et 40°, et les deux courbes sont confondues pour les grands angles.

Cette différence que l'on observe au niveau du signal rétrodiffusé est due à la description de la surface, où l'on ne tient compte que d'un seul paramètre sur le plan horizontal. La longueur de corrélation est totalement modifiée lors de l'ajout des mottes, et sa valeur en est fortement diminuée. Un second paramètre, intervenant aussi bien sur le plan horizontal que vertical, est la distribution des pentes. Une amélioration de la description des surfaces contenant des mottes peut être apportée par l'introduction de cette distribution des pentes.

Les résultats de cette partie expliquent en grande partie la surestimation souvent observée des σ° simulé à partir de modèles analytiques, en comparaison des données réelles collectées sur les sols agricoles.

IV.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons proposé une nouvelle approche pour la description de la rugosité de surface d'un sol agricole pour étudier le comportement de la rétrodiffusion. Cette description nous semble plus appropriée pour la modélisation des surfaces agricoles, qui présentent un aspect de petites mottes. Ce type de surface, dû à la nouvelle manière dont la parcelle agricole est travaillée, est devenu de plus en plus courant ces dernières années dans nos régions. Nous avons développé un algorithme numérique, basé sur la méthode des moments, qui permet de tenir compte de mottes de terre. Elles sont ajoutées sur le profil de référence, engendré à partir de la fonction de corrélation. Les mottes sont caractérisées par deux paramètres qui ont une distribution gaussienne: leur taille et la distance entre elles.

Dans un premier temps, nous avons observé que l'introduction de mottes conduit à une diminution de la longueur de corrélation des surfaces engendrées, par rapport à celle des profils de référence. L'influence de ces mottes sur la longueur de corrélation a souvent été observée pour des parcelles agricoles dont les mesures de longueurs de corrélation sont faibles et révèlent une sous-estimation de ce paramètre.

Dans un deuxième temps, à travers la modélisation numérique, permettant la simulation de ces nouvelles surfaces, on observe qu'une augmentation de la taille des mottes induit une augmentation du signal rétrodiffusé, pour les deux polarisations HH et VV, sur une large gamme d'angle d'incidence. Lorsqu'on diminue la distance moyenne entre les mottes de terre, on a une augmentation du coefficient de rétrodiffusion simulé, pour une gamme d'angle d'incidence supérieur à 20° ainsi qu'une augmentation des oscillations sur le signal simulé.

Dans un troisième temps, nous avons comparé la rétrodiffusion résultant d'une part de la méthode de génération de surface incluant les mottes de terre, et d'autre part la génération classique de surface avec les mêmes paramètres statistiques de rugosité déduit de la première méthode. Les simulations du coefficient de rétrodiffusion avec le modèle numérique, pour les différentes surfaces engendrées, montrent que le signal est souvent surestimé, pour les surfaces créées à partir de l'approche classique.

La nouvelle description de la rugosité de surface et les simulations numériques montrent clairement l'importance d'introduire les mottes de terre dans la simulation du coefficient de rétrodiffusion.

Afin de valider cette nouvelle approche, de nouvelles campagnes de mesures devront être menées sur différents types de parcelles agricoles.

Conclusion Générale

Les deux objectifs principaux de cette thèse étaient :

- Apporter des améliorations dans la simulation de modèles surfaciques, en développant différentes hypothèses sur le milieu, dans le but de réduire l'écart entre les simulations et les données réelles.
- Améliorer la description de la surface au niveau de la rugosité

Dans un premier temps, nous avons présenté les notions essentielles sur la télédétection radar, son principe et les paramètres instrumentaux ainsi que le coefficient de rétrodiffusion.

Dans le but de caractériser les sols naturels au moyen de données issues d'un radar à synthèse d'ouverture, il convenait d'étudier la réponse électromagnétique des surfaces rugueuses à une onde incidente polarisée.

Le sol naturel a été décrit par ses propriétés diélectriques ainsi que par sa rugosité. Cette dernière, assimilée à un processus stochastique, a été définie par la distribution des hauteurs et sa fonction d'autocorrélation. Les paramètres qui décrivent la rugosité sont l'écart type des hauteurs et la longueur de corrélation.

Nous avons présenté quatre catégories de modèles de rétrodiffusion : empiriques, semi empiriques, analytiques et numériques. Nous avons vu leurs avantages et leurs limitations. Nous avons choisi d'utiliser le modèle analytique IEM qui possède un large domaine de validité et le fait de sa prise en compte des diffusions multiples. Un modèle numérique, basé sur la méthode des moments a également été utilisé.

Dans un deuxième temps, nous avons utilisé le modèle IEM dans lequel j'ai introduit l'aspect multi couche, afin de tenir compte de l'effet induit sur le signal radar d'un profil d'humidité. Nous avons présenté les sites d'études dont sont issues nos données terrain (humidité et rugosité), et qui sont utilisées comme paramètres d'entrées du modèle. Une analyse de l'humidité de surface, sur le site de Villamblain, a montré que l'hypothèse d'une humidité constante sur les 5 premiers centimètres n'est pas valable. Cette étude a montré l'importance du protocole de la mesure à réaliser durant les campagnes.

Mes travaux ont montré que la relation entre le signal radar et l'humidité du sol révèle une forte dépendance à la profondeur de la mesure. L'analyse des résultats montre que la description en 1 couche et en 3 couches a une influence sur les simulations, dont la contribution de chacune des trois couches en fonction de l'humidité. A l'échelle de notre site d'étude, la différence entre les deux versions du modèle s'observe essentiellement pour de faibles humidités.

Nous avons poursuivi ensuite notre étude avec le modèle IEM, en effectuant une modification au niveau des propriétés diélectriques de la surface. Ce changement intervient sur la constante diélectrique du sol. Cette hypothèse fait suite aux observations terrain, où les parcelles agricoles, plus ou moins rugueuses, présentaient à leur surface une grande quantité de petites mottes. La présence de fraction d'air incluse entre les mottes n'est pas prise en compte lors des mesures expérimentales. Nous avons donc proposé une nouvelle description de la constante diélectrique dans notre modèle analytique, dans le but d'inclure les fractions d'air, basé sur un modèle diélectrique de mélange.

L'analyse des simulations, avec la nouvelle constante diélectrique, montre qu'une augmentation de la rugosité conduit à une augmentation de la fraction d'air. Cette fraction d'air sur les premiers centimètres du sol dépend également de la façon dont la parcelle agricole est travaillée et des événements météorologiques. Ces deux derniers effets expliquent très probablement la différence de comportement de la relation reliant l'humidité de surfaces et les mesures radar, d'une parcelle agricole à une autre sur un même site d'étude.

Enfin, nous avons proposé une nouvelle méthode de génération de profil de surface, avec un modèle incluant l'aspect des mottes de terre. Elles sont caractérisées par deux paramètres : leur taille et la distance entre elles. Cette description est plus appropriée pour la modélisation de certaines surfaces agricoles, et à la manière dont la parcelle agricole est travaillée. Nous avons développé un algorithme numérique, basé sur la méthode des moments, qui permet de tenir compte de ces mottes. Le premier résultat que nous avons observé est que l'introduction de mottes conduit à une diminution de la longueur de corrélation. Ce résultat est en adéquation avec nos mesures terrain.

La nouvelle description de la rugosité de surface et les simulations numériques montrent clairement l'importance des mottes de terre dans la simulation du coefficient de rétrodiffusion.

Ces travaux ont tout d'abord mis en évidence l'importance de la mesure d'humidité. Une connaissance peu précise de la mesure en profondeur peut entraîner une estimation très variable de la pente issue de la relation linéaire entre humidité de surface et signal radar.

Les développements, au niveau du profil d'humidité et de la constante diélectrique, ont permis de contribuer à l'amélioration de la modélisation de la rétrodiffusion du modèle IEM, dans une certaine mesure, et de mieux comprendre le comportement du signal radar. Les suggestions émises dans ce manuscrit sont une ouverture à la réflexion et sont à approfondir, notamment en validant le modèle numérique avec de nouvelles campagnes de mesures terrain.

Les principales perspectives qui font suite aux travaux menés dans cette thèse sont :

- Comparer le modèle analytique avec le modèle numérique et établir un modèle numérique général qui tient compte des différentes hypothèses émises dans ce manuscrit.
- L'apport de la polarimétrie d'image SAR de capteurs tels que PALSAR/ALOS, RADARSAT-2, TerraSAR-X et leur multi résolution serait un plus pour l'étude de la variation de l'humidité de surface à l'échelle de la parcelle.
- Afin de valider notre nouvelle façon de générer des profils incluant des mottes de terre, et l'algorithme de notre modèle numérique, il serait intéressant de compléter notre base de données avec les campagnes de mesures qui sont actuellement réalisées au sein du LATMOS.
- Il serait également intéressant de transposer notre nouvelle génération de profils de surface à des sols granuleux, ou des surfaces contenant des roches/cailloux., quelles soient terrestre ou issues d'autres planètes telluriques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ambroise B., **1999**. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, Facteurs, Modèles*, Eds H*G*A*, Bucarest, 200p.
- Auzet A. V., Kirkby M. J. and Van Dijk P., **2005**. Surface characterisation for soil erosion forecasting, *Catena*, vol 62, no. 2-3, p77-78.
- Axline R. M and Fung A. K., **1978**. Numerical Computation of Scattering from a Perfectly Conducting Random Surface, *IEEE Transactions On Antennas And Propagation*, AP 26, NO 03.
- Baghdadi N., Bernier M., Gauthier R. and Neeson I., **2001**. Evaluation of C-band SAR data for wetlands mapping. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, no. 1, pp. 71-88.
- Baghdadi N., Gherboudj I., Zribi M., Sahebi M., King, C. and Bonn F., **2004**. Semi-empirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements, *International Journal of Remote Sensing*, 25, 18, 3593-3623.
- Baghdadi N. and Zribi M., **2006a**. Evaluation of radar backscatter models IEM, Oh and Dubois using experimental observations, *International Journal of Remote Sensing*, 27, 3831-3852.
- Baghdadi N.; Holah N. and Zribi M., **2006b**. Calibration of the Integral Equation Model for SAR data in C-band and HH and VV polarizations, *International Journal of Remote Sensing*, 27, 4, 805-816.
- Baghdadi N., Zribi M., Loumagne C., Ansart P. and Paris Anguela T., **2008**. Analysis of TerraSAR-X data and their sensitivity to soil surface parameters, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 112, Issue 12, 4370–4379.
- Beaudoin A., Le Toan T. and Gwyn, H.J., **1990**. SAR observation and modeling of the C-band backscatter due to multiscale geometry and soil moisture, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 28, 886-894.
- Beckman P. and A. Spizzichino, **1963**. *The Scattering of Electromagnetic Waves from Rough Surfaces*, Pergamon Press, New York.
- Bindlish R. and Barros A.P., **2000**. Multifrequency soil moisture inversion from SAR measurements with the use of IEM, *Remote Sensing of Environment*, 71, 61-88.
- Bindlish R. and Barros A.P., **2001**. Parameterization of vegetation backscatter in radar-based soil moisture estimation, *Remote Sensing of Environment*, 76, 130-137.
- Birchak J.C., Gardner J., Hipp and Victor J., **1974**. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proc. IEEE*, 62, 93–98.

- Boisvert J. B., Gwyn Q. H. J., Chanzy A., Major D. J., Brisco B. and Brown, R. J., **1997**. Effect of surface soil moisture gradients on modeling radar backscattering from bare fields. *International Journal of Remote Sensing*, 18(1), 153-170.
- Brady N.C. and Weil R; R., **2001**. *The Nature and Properties of Soils*, (13th Edition), Pearson, Prentice Hall.
- Bruckler L., Wittono H. and Stengel P., **1988**. Near surface moisture estimation from microwave measurements. *Remote Sensing of Environment*, vol. 26, pp. 101-121.
- Bryant R., Moran M.S., Thoma D.P., Holifield Collins C.D., Skirvin, S., Rahman, M., Slocum K., Starks P., Bosch D. and González Dugo M.P., **2007**. Measuring surface roughness height to parameterize radar backscatter models for retrieval of surface soil moisture. *IEEE Geosc Remote Sens. Letters*, 4.
- Chen M. F , Chen K. S. and A. K. Fung, **1989** . A Study of the Validity of the Integral Equation Model by Moment Method Simulation-Cylindrical Case, *Remote Sensing of Environment*, 29, pp. 217-228.
- Chen M. F. and Bai S. Y., **1990**. Computer Simulation of Wave Scattering, from a Dielectric random surface in Two Dimensions - Cylindrical Case, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, vol 4, 10, pp963-982.
- Chen J., Lo K. Y., Leung H. and Litva J., **1996**. The Use of Fractals for Modeling EM Waves Scattering from Rough Sea Surface, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 34, NO. 4.
- Chen K.S., Wu T.D., Tsay M.,K. and Fung A.K., **2000**. A note on the multiple scattering in an IEM model, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 38, 1, 249-256.
- Chen K.S., Wu T.D., Tsang L., Li Q., Shi J. and Fung A.K., **2003**. Emission of rough surfaces calculated by the Integral Equation Method with comparison to three-dimensional moment method simulations, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 41, 90-101.
- Cognard A. L., Loumagne C., Normand M., Olivier P., Otlé C., Vidal-Madjar D., Louahala S. and Vidal A., **1995**. Evaluation of the ERS-1/synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: Two-year results over the Naizin watershed, *Water Resources Research*, 31(4), 975-982.
- Davidson M., Le Toan T., Mattia F., Satalino G., Manninen T. and Borgeaud M., **2000**. On the characterization of Agricultural soil roughness for Radar Remote sensing studies, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, no 2, 630-640.
- Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen, M.T. and El-Rayes M.S., **1985**. Microwave dielectric behavior of wet soils: II. Dielectric mixing models. *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 23, 35-46.

- Dubois P.C., Van Zyl J. and Engman T., **1995**. Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(4), 915-926.
- Engman E.T. and Chauhan N., **1995**. Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 51, 189-198.
- Franceschetti G., Iodice A., Maddaluno S. and Riccio D., **2000**. A Fractal-Based Theoretical Framework for Retrieval of Surface Parameters from Electromagnetic Backscattering Data, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, no.2, pp641-650.
- Fung A. and Chen M. F., **1985**. Numerical Simulation of Scattering from Simple and Composite Random Surfaces, *J. Opt. Am. A*, Vol. 2, No. 12.
- Fung A. K., Li Z., and Chen K. S., **1992**. Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(2), 356-369.
- Fung, A.K., **1994**. *Microwave scattering and emission models and their applications*; Artech House: Boston, MA.
- Fung A. K., Boisvert J. and Brisco B., Interpretation of radar measurements from rough soil surface with a permittivity profile, *IGARSS'97*, vol. 3, 1376-1378
- Gardner W.H., **1986**. *Water content*, Methods of soil analysis, Part 1, 2nd edition, ed. A. Klute, Agronomy, vol 9, pp 493-544, 1986.
- Hallikainen M. T., Ulaby F. T., Dobson M. C., El-Rayes M. and Wu L., **1985**, Microwave dielectric behavior of Wet Soil- Part I: Empirical Models and Experimental Observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23(1):25-34.
- Harrington R. F., **1968**. *Field Computation by Moment Method*, IEEE PRESS, Series on Electromagnetic Waves.
- Holah N., Baghdadi N., Zribi M., Bruand A., and King C, **2005**. Potential of ASAR/ENVISAT for the characterization of soil surface parameters over bare agricultural fields, *Remote Sensing of Environment*, 96, 78-86.
- Ishimaru A., **1991**. *Electromagnetic Wave Propagation, Radiation, and Scattering*, Prentice Hall.
- Jackson T. J., Schmugge J. and Engman E. T., **1996**, Remote Sensing applications to Hydrology: soil moisture, *Hydrological Sciences*, 41, 4, pp517-530.
- Kerr Y. H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Font J. and Berger M., **2001**. Soil Moisture Retrieval from Space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 39(8), 1729-1735.

- Le Hégarat-Masclé S., Zribi M., Alem F., Weisse, A. and Loumagne C., **2002**. Soil moisture estimation from ERS/SAR data: Toward an operational methodology. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40, 12, 2647- 2658.
- Le Méhauté A., **1984**. *Les Géométries Fractales*, Hermes, Traité de nouvelles technologies, Série Images
- Le Morvan A., Zribi M., Baghdadi N. and Chanzy A., **2008**. Soil moisture profile effect on radar signal measurement, *Sensors*, 8, 256-270.
- Li Q., Shi J.C., and Chen K.S., **2002**. A generalized Power Law Spectrum and its Applications to the Backscattering of soil surfaces Based on the Integral Equation Model, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 40, 2, 271– 281.
- Lievens H., Vernieuwe H., Alvarez-Mozos J., De Baets B. and Verhoest N.E.C., **2009**. Error in SAR-derived soil moisture due to roughness parameterization: An analysis based on synthetical surface profiles, *Sensors*, 9, 1067-1093.
- Macaire J. M., **1971**. *Etude sédimentologique des formations superficielles sue le tracé de l'autoroute A10 entre Artenay et Meung/Loire*. Thèse 3^e cycle, Université d'Orléans, 104 pp.
- Mandelbrot B., **1984**. Trad. : *Les objets fractals. Forme, chance et dimension*, Flammarion, 2^o éd.
- Mattia F., Le Toan T., Souyris J.C., De Carolis G., Floury N., Posa F. and Pasquariello G., **1997**. The effect of surface roughness on multifrequency polarimetric SAR data, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 33, 915-926.
- Mattia F., Davidson M.W.J., Le Toan T., D'Haese C.M.F., Verhoest N.E.C., Gatti A.M. and Borgeaud M., **2003**. A comparison between soil roughness statistics used in surface scattering models derived from mechanical and laser profilers, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 41, 1659-1671.
- Moran M.S., Hymer D.C., Qi J. and Sano E.E., **2000**. Soil moisture evaluation using multitemporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland. *Agric. Forest Meteorol.*, 105, 69-80.
- Moran M.S., Peters-Lidard C.D., Watts J.M. and McElroy S., **2004**. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Can. J. Remote Sensing*, 30, 805-826.
- Nougier J. P., **1987**. *Méthodes de calcul numérique*. Paris, Masson.
- Oh Y., Sarabandi K. and Ulaby F.T., **1992**. An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 30, 370-381.

- Oh Y., and Kay Y. C., **1998**. Condition for precise measurement of soil surface roughness, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, Vol.36, No.2, pp. 691-695.
- Ogilvy J.A., **1991**. *Theory of wave scattering from random rough surfaces*, London, UK. Inst. Phys.
- Papoulis A., **1991**. *Probability, Random Variables, and Stochastic Processes*, McGraw-Hill Book Company, Third Edition.
- Peplinsky N.R., Ulaby F.T. and Dobson M.C., **1995a**. Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3 GHz range, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 33, 803-807.
- Peplinsky N.R., Ulaby F.T. and Dobson M.C., **1995b** . Corrections to ‘Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3 GHz range’. *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 33, 1340.
- Pitz W. and Miler D., **2010**. The TerraSAR-X Satellite *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, vol.48, no.2, pp 615-622.
- Quesney A., Le Hégarat-Masclé S., Taconet O., Vidal-Madjar D., Wigneron J.P., Loumagne C., and Normand M., **2000**. Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data, *Remote Sensing of Environment.*, 72, 3, 290-303.
- Rakotoarivony L., **1995**. *Validation de Modèles de Diffusion Electromagnétique : Comparaison entre Simulations et Mesures par Radar Hélicoptère sur des Surfaces Agricoles de Sol Nu*, Thèse de l’Université de Caen.
- Rakotoarivony L., Taconet O., Vidal-Madjar D., Bellemain P. and Benallègue M., **1996**. Radar backscattering over agricultural bare soils. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 10, 187-209.
- Rice S.O., **1951**. Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces. *Communications in pure and applied mathematics*, 4, 361-378.
- Roose E., **1996**. Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d’érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/bre/010009063.pdf, disponible le 01/03/10]
- Rosenqvist A., Shimada M. and Watanabe M., **2004**. ALOS PALSAR: Technical outline and mission concepts, *4th International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*Innsbruck, Austria, November 16-19.
- Rouvier S., Borderies P., Chenierie I., Souyris J. C., Le Toan T. and Floury N., Fractal Analysis of Bidimensional Profiles and Application to Electromagnetic Scattering from Soils, *IGARSS’96*, Lincoln, USA.

- Rouvier S., Bachelier E., Borderies P., Chenerie I., Souyris J. C., Le Toan T. and Borgeaud M., Electromagnetic Scattering and Fractal Analysis of Bare Soil Surface, *IGARSS'97*, Singapore.
- Saillard M., **1990**. *Etude Théorique et Numérique de la Diffraction de la Lumière par des Surfaces Rugueuses Diélectriques et Conductrices*, Thèse de l'Université Aix-Marseille III.
- Schneeberger K., Schwank M., Stamm C., De Rosnay P., Matzler C. and Fluhler H., **2004**. Topsoil Structure Influencing Soil Water Retrieval by Microwave Radiometry, *Vadose Zone Journal*, 3, 1169–1179
- Shi J., Wang J., Hsu A.Y., O'Neill P. E. and Engmann T., **1997**. Estimation of Bare Surface Soil Moisture and Surface Roughness Parameter Using L-Band SAR Image Data, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, 35, 5, 1254-1265.
- Sihvola A., **1999**. *Electromagnetic mixing formulas and applications*. IEEE Electromagnetic Waves Series. IEEE, 47, London.
- Su Z., Troch P.A. & de Troch F.P., **1997**. Estimation of surface soil moisture by inversion of Synthetic Aperture Radar data, Surface Scattering from random rough, bare soils, Spatial and temporal soil moisture mapping from ERS-1/2 and JERS-1 SAR data and microscale hydrologic modelling for regional climate models (RCM), ESA project A02-B106.
- Taconet O., Vidal-Madjar D., Emblanch C., and Normand M., **1996**. Taking into account vegetation effects to estimate soil moisture from C-band radar measurements. *Remote Sensing of Environment*, 56, 52-56.
- Topp G.C., Davis J.L. and Annan A.P., **1980**. Electromagnetic Determination of soil water content : Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resources Research*, 16.3, pp 574-582.
- Ulaby F.T., Batlivala P.P. and Dobson M.C., **1978**. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture: Part I: bare soil. *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, GE-16, 286-295.
- Ulaby F. T., Moore R. K. and Fung A.K., **1981**. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. I -- Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*, Addison-Wesley, Advanced Book Program, Reading, Massachusetts, 456 pages.
- Ulaby F. T., Moore R. K. and Fung A.K., **1982**. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. II -- Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, Addison-Wesley, Advanced Book Program, Reading, Massachusetts, 609 pages.

- Ulaby F. T., Moore R. K. and Fung A.K., **1986**. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. III -- Volume Scattering and Emission Theory, Advanced Systems and Applications*, Artech House, Inc., Dedham, Massachusetts, 1100 pages.
- Ulaby F.T., Dubois P.C. and van Zyl J., **1996**. Radar mapping of surface soil moisture. *J. Hydrol.*, 184, 57-84.
- Voronovich A.G. **1994**. Small-Slope Approximation for electromagnetic wave scattering at a rough interface of two dielectric half-space. *Waves in Random Media*, 4, pp337-367.
- Wang J. and Schmugge T.J., **1980**. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 18, pp288-295.
- Wang J.R., Hsu A., Shi J.C., O'Neill P.E. and Engman E.T., **1997**. A comparison of soil moisture retrieval models using SIR-C measurements over the Little Washita River watershed. *Remote Sensing of Environment*, 59, 308-320.
- Weimann A., Von Schonermark M., Schumann A., Jorm P. and Gunter, R., **1998**. Soil moisture estimation with ERS-1 SAR in the East German loess soil area. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 237-243.
- Wu T.D., Chen K.S., Shi J. and Fung A.K., **2001**. A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing.*, 39, 9, 2040-2050.
- Zribi M., Taconet O., Le Hégarat-Masclé S., Vidal-Madjar D., Emblanch C., Loumagne C. and Normand, M., **1997**, "Backscattering behavior and simulation comparison over bare soils using SIRC/XSAR and ERASME 1994 data over Orgeval", *Remote Sensing of Environment*, Vol. 59, no. 2, 256-266.
- Zribi M. **1998**. *Développement de nouvelle méthode de modélisation de la rugosité pour la rétrodiffusion hyperfréquence de la surface du sol*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Zribi M., Ciarletti V. and Taconet O., **2000a**. Validation of a rough surface model based on fractional Brownian geometry with SIRC and ERASME radar data over Orgeval site. *Remote Sensing of Environment*, 73, 65-72
- Zribi M., Ciarletti V., Taconet O., Paillé J., Boissard P. and Chapron P., **2000c**. Characterisation of the soil structure and microwave backscattering based on numerical three-dimensional surface representation: analysis with a Brownian model. *Remote Sensing of Environment*, 72, 159-169.

- Zribi, M.; Dechambre, M., **2002**. An new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from Radar Data, *Remote Sensing of Environment.*, 84, 1, 42-52.
- Zribi M., Baghdadi N., Holah N., Fafin O. and Guérin C. **2005a**, "Evaluation of a rough soil surface description with ENVISAT-ASAR radar data", *Remote sensing of environment*, Vol. 95, 67-76.
- Zribi M., Baghdadi N., Holah N. and Fafin O., **2005b**, "New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion", *Remote sensing of environment*, Vol. 96, 485-496.
- Zribi M., Saux-Picart S., André C., Descroix L., Ottlé O. and Kallel, A., **2006a**. Soil moisture mapping based on ARSAR/ENVISAT radar data over a Sahelian site, *International Journal of Remote Sensing*, 28, 16, 3547-3565
- Zribi M., **2006b**. *Téledétection micro-ondes pour l'estimation des états de surfaces continentales*, Habilitation à Diriger des Recherches, UVSQ.
- Zribi M., André C. and Decharme B., **2008a**, "A method for soil moisture estimation in Western Africa based on ERS Scatter meter", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 2, 438-448
- Zribi M., Le Morvan A. and Baghdadi N., **2008b**. Dielectric Constant Modelling with Soil–Air Composition and Its Effect on Sar Radar Signal Backscattered over Soil Surface, *Sensors*, 8, 6810-6824
- Zribi M., Le Morvan A., Dechambre M. and Baghdadi N., **2009**. Numerical backscattering analysis for rough surfaces including a cloddy structure, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, accepté.

Annexes

Annexe 1

Radar SAR spatiaux							
Capteur	Origine	Date du lancement	Résolution spatiale	Fréquence GHz (bande)	Configurations	Fauchée (km)	Angle d'incidence
SIR-C	JPL/NASA	1994	30m	1.25 (L)- 5.3(C)	Multi-incidences polarimétrique	10-100	15°-60°
XSAR	DLR	1994	30m	9,25 (X)	Multi-incidences VV	10-45	15°-60°
ERS 1/2	ESA	1991,1995	30m, 100m	5.3 (C)	VV	80	23°
ASAR/ENVISAT	ESA	2002	30m, 150m, 1km	5.3 (C)	Multi-incidences Dual-polarisations	100	15°-45°
RADARSAT I	Canada	1995	8-100m	5.3 (C)	Multi-incidences	50-500	10°-60°
RADARSAT II	Canada	2007	3-100m	5.3 (C)	Multi-incidences polarimétrique	50-500	10°-60°
PALSAR/ALOS	Japon	2006	10-100m	1,25 (L)	Multi-incidences Single, Dual et Quod -polarisations	30-350	8°-60°
TERRASAR-X	DLR/EADS	2007	1m, 3m, 18m	9,65 (X)	Multi-incidences Multi-polarisations	10-100	20°45°

Annexe 2

Modèle de Oh

Pour ce jeu de données, la rugosité de surface et le contenu en humidité couvre la gamme suivante :

$$0.1 < ks < 6.0, 2.6 < kl < 19.7$$

$$\text{Et } 0.09 < m_v < 0.31$$

Ce modèle utilise le rapport des coefficients de rétrodiffusion mesurés pour différentes polarisations :

$$q = \frac{\sigma_{hv}^0}{\sigma_{vv}^0} = 0.23 \sqrt{\Gamma_0} [1 - \exp(-ks)],$$

Où Γ_0 est le coefficient de réflexion de Fresnel au nadir,

$$\Gamma_0 = \left| \frac{1 - \sqrt{\epsilon_r}}{1 + \sqrt{\epsilon_r}} \right|^2$$

Pour la co-polarisation $p = \frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0}$, ils obtiennent la relation suivante :

$$\sqrt{p} = \sqrt{\frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0}} = 1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{[1/3\Gamma_0]} \cdot \exp(-ks)$$

Ayant établi ces formules q et p empiriquement et obtenant un bon accord avec les mesures radar, les expressions empirique des coefficients de rétrodiffusion en polarisation hh et vv s'écrivent :

$$\sigma_{vv}^0(\theta, \epsilon_r, ks) = \frac{g \cdot \cos^3 \theta}{\sqrt{p}} \cdot [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)],$$

$$\text{Avec } g = 0.7 [1 - \exp(-0.65(ks)^{1.8})]$$

$$\text{Et } \sigma_{hh}^0(\theta, \epsilon_r, ks) = g \sqrt{p} \cos^3 \theta \cdot [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)]$$

Modèle de Dubois

La validité de ce modèle est restreint à :

$ks < 2.5$, humidité volumique du sol $\mu_v < 35\%$, et aux angles d'incidence de $30^\circ < \theta < 65^\circ$.

Les coefficients de rétrodiffusion établis empiriquement s'écrivent sous la forme suivante :

$$\sigma_{hh}^0 = 10^{-2.75} \frac{\cos^{1.5} \theta}{\sin^5 \theta} 10^{0.0028\varepsilon \tan \theta} (ks \cdot \sin^{1.4} \theta) \lambda^{0.7}$$

$$\sigma_{hh}^0 = 10^{-2.35} \frac{\cos^3 \theta}{\sin \theta} 10^{0.0046\varepsilon \tan \theta} (ks \cdot \sin^3 \theta)^{1.1} \lambda^{0.7}$$

Avec θ l'angle d'incidence, ε la partie réelle de la constante diélectrique, s l'écart type des hauteurs, k le nombre d'onde et λ la longueur d'onde en *cm*.

Modèle IEM

Le coefficient de rétrodiffusion de la surface s'exprime sous la forme suivante :

$$\begin{aligned} \sigma_{pp}^0 &= \frac{k^2}{2} |f_{pp}|^2 \exp(-4s^2 k^2 \cos^2 \theta) \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(4s^2 k^2 \cos^2 \theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin \theta, 0) + \\ &\frac{k^2}{2} \operatorname{Re}(f_{pp}^* F_{pp}) \exp(-3s^2 k^2 \cos^2 \theta) \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(s^2 k^2 \cos^2 \theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin \theta, 0) + \\ &\frac{k^2}{8} |F_{pp}|^2 \exp(-2s^2 k^2 \cos^2 \theta) \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(4s^2 k^2 \cos^2 \theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin \theta, 0) \end{aligned}$$

Avec :

$$f_{vv} = \frac{2R_{//}}{\cos \theta}$$

$$f_{hh} = -\frac{2R_{\perp}}{\cos \theta}$$

$$F_{vv} = 2 \frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{\varepsilon_r \cos^2 \theta}{\mu_r \varepsilon_r - \sin^2 \theta} \right) (1 - R_{//})^2 + \left(1 - \frac{1}{\varepsilon_r} \right) (1 + R_{//})^2 \right]$$

$$F_{hh} = 2 \frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} \left[4R_{\perp} - \left(1 - \frac{1}{\varepsilon_r} \right) (1 + R_{\perp})^2 \right]$$

$$W^{(n)}(u, v) = \frac{1}{2\pi} \iint \rho^n(x, y) e^{-i(ux+vy)} dx dy$$

$$R_{\perp} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon_r (1 - \sin^2 \theta)}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon_r (1 - \sin^2 \theta)}}$$

$$R_{//} = \frac{\cos \theta - \sqrt{\frac{1}{\epsilon_r}(1 - \sin^2 \theta)}}{\cos \theta + \sqrt{\frac{1}{\epsilon_r}(1 - \sin^2 \theta)}}$$

s : écart type des hauteurs de la surface

k : nombre d'onde du radar

θ : angle d'incidence

ϵ_r, μ_r : constante diélectrique relative et permittivité électrique

ρ : fonction de corrélation de la surface

avec f_{pp}, F_{pp} , qui sont respectivement le coefficient de Kirchhoff et le champ complémentaire en polarisation pp, R le coefficient de réflexion de Fresnel, et $W^{(n)}$ le spectre de rugosité associé au nombre d'onde ($2k \sin \theta$)

Annexe 3

Configuration IS du capteur ASAR

Configuration	Angle d'incidence (°)			Constante de calibration K
	Min	Centre	Max	
IS1	15,0	19	22,9	426351.3750
IS2	19,2	23	26,7	543250.31250
IS3	26,0	29	31,4	675599.7500
IS4	31,0	34	36,3	714772.2500
IS5	35,8	38	39,4	2535128.7500
IS6	39,1	41	42,8	944449.8750
IS7	42,5	44	45,2	1130383.8750

