



HAL
open science

Etude de la rétrodiffusion altimétrique pour la caractérisation des surfaces et de l'humidité des sols en Afrique de l'Ouest

Christophe Fatras

► **To cite this version:**

Christophe Fatras. Etude de la rétrodiffusion altimétrique pour la caractérisation des surfaces et de l'humidité des sols en Afrique de l'Ouest. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30106 . tel-01529845

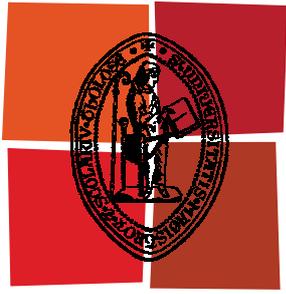
HAL Id: tel-01529845

<https://theses.hal.science/tel-01529845>

Submitted on 31 May 2017

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Géophysique et Télédétection spatiale

Présentée et soutenue par :

Christophe Fatras

le : Jeudi 9 Juillet 2015

Titre :

Étude de la rétrodiffusion altimétrique pour la caractérisation des surfaces et de l'humidité des sols en Afrique de l'Ouest

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse / ONERA

Directeur(s) de Thèse :

Frédéric Frappart, Physicien adjoint, GET - Éric Mougin, Directeur de recherche CNRS, GET

Rapporteurs :

Catherine Prigent, Directrice de recherche CNRS, LERMA Obs. Paris-Meudon
Laurent Ferro-Famil, Professeur, Université de Rennes I

Membre(s) du jury :

Pierre Borderies, Directeur de recherche, ONERA, Co-directeur de thèse
Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry, Professeur, Université Toulouse III, Président du jury
Frédérique Seyler, Directrice de recherche IRD, Espace-Dev, Examinatrice

Remerciements

Merci à vous tous !

Ah, c'est un peu court ? On pouvait dire... oh ! Dieu ! ... bien des choses en somme... Très bien, je détaille avec plaisir alors !

Tout d'abord, un immense merci à mes directeurs de thèse, Frédéric Frappart, Éric Mougin et Pierre Borderies pour la confiance qu'ils ont placé en moi pour mener à bien ce doctorat. Leur soutien indéfectible m'a permis d'aller jusqu'au bout de cette belle aventure humaine ! Ca n'a pas été toujours facile face à une tâche de cette importance (et aussi face à mon petit caractère), mais j'aurais difficilement pu imaginer mieux comme encadrement !

Un grand merci au CNES et à l'ONERA pour leur soutien financier et technique. Je pense à Selma Cherchali et Florent Christophe qui ont suivi mes travaux et leur déroulement avec un intérêt notoire. Un merci également à Michel Grégoire et Stéphanie Duchêne pour m'avoir accueilli au sein du GET, et qui ont tout fait pour que ces trois années se déroulent pour le mieux dans un environnement des plus agréables.

Je remercie également Catherine Prigent, Laurent Ferro-Famil, Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry et Frédérique Seyler d'avoir bien voulu faire partie de mon jury de soutenance. Ce ne fut pas facile, mais on y est arrivé !

Un travail ne se faisant jamais seul, je me dois de remercier ceux qui m'ont entouré professionnellement (voire plus même !) au sein des deux laboratoires et lors des campagnes de mesure : Manuela, Laurent, Fabrice, Pierre, Marielle, Yves, Pierre-Louis, Gayane, Lionel, Benjamin, Joël, Nicolas, Mehrez, Guillemette, Sébastien, Mohammad, Olivier, vous avez été parfaits !

Le travail c'est bien, les amis doctorants, c'est encore mieux ! Parce que sans eux, on peut facilement craquer, et que la gélothérapie est encore le meilleur moyen de tenir face à l'adversité, dans le rire, la joie et la bonne humeur. Un grand merci à Adrien qui avait le chic pour dénoter quand il le fallait, à Alex pour toutes ces crises de fou rire, à Caroline pour le soutien permanent, à Claire pour toutes les discussions, à Laetitia pour ce sourire permanent dont elle a le secret, à Cécile pour avoir été comme une grande sœur, à Jean-Baptiste pour

les blagues, Mamadou pour sa bonne humeur mal gré son grand âge (!!), à Modeste pour sa générosité inégalable, à Thomas et Benjamin pour l'amour de la musique et toutes ces pauses café, à Xavier pour sa joie de vivre, à Clément et Jean-Philippe pour avoir été des compagnons de bureau exemplaires... J'en oublie plein d'autres encore qui ont compté. J'en suis sincèrement désolé, et ce n'est clairement pas délibéré. Pour vous, vous pouvez remplir ces quelques lignes : Merci à et à pour tous ces délicieux moments passés ensemble !

Ce que je vais dire peut paraître fou, mais il y a une vie avant, et même après la thèse ! Oui ! Je sais, c'est dingue. Mais bon sang qu'elle est importante !!

Forcément, la première pensée va pour ma famille. Mes parents, qui me supportent depuis le début et qui continuent de le faire. Merci papa, merci maman, sans vous je ne sais franchement ce que je serais en train de faire dans ma vie. Tous mes respects et mon amour, on ne peut souhaiter mieux pour un épanouissement total ! A mes sœurs pour leur amour inconditionnel (et pourtant !), à ma petite nièce chérie qui saura toujours me faire rire, je vous aime !

Après la famille qui nous incombe (dans le bonheur ici hein, pas de mésentente), celle qu'on choisit : celle des amis ! Dans le désordre et sans ordre de préférence pour éviter de faire des jaloux : Willfried F., Émilie D., Émilie M., Clément A., Philippe B., Thomas R., Pierre L., Marguerite F., Maé S., Laetitia P., Charles L.B., Lucas P., Sophie M., Amélie B., Damien B., Julien S., Erwan H., sans vous ça n'aurait clairement pas été aussi bien, et c'est peu dire !

La musique revêt une importance primordiale pour moi. Sans elle, nulle vie n'est possible ! Et c'est dans ce contexte que j'ai pu évoluer dans pas moins de trois fanfares pour perpétrer mes méfaits : Les Trous Balourds, le Gimmick Five Syndicate, et le Fanfarnaüm all-star ! Merci pour toutes ces répets, tous ces week-ends de folie, pour tous ces maux de tête et ces fausses notes, merci pour l'esprit de groupe soudé qui m'a permis de m'évader à chaque fois un peu plus dans le monde délirant des notes et des syncopes, au rythme du claquement de mes mailloches sur ma grosse caisse. Je vous aime !

À tous ceux et toutes celles qui m'ont fait du bien (ou pas) durant ces trois années de dur labeur : merci. Vous m'avez rendu plus fort et fait de moi ce que je suis maintenant. Est-ce que c'est une bonne chose ? Je ne sais pas encore, l'avenir nous le dira !

À tous ceux que j'aime. Cette thèse, elle est pour vous, grâce à vous.

Table des matières

<u>Introduction</u>	1
<u>Chapitre I – L’altimétrie radar satellitaire</u>	7
<u>1. L’altimètre, un système de télédétection radar</u>	10
1.1. Définition de la télédétection	10
1.2. Principe du radar	10
1.3. L’équation radar	11
1.4. Les applications radar en télédétection spatiale	11
1.5. Les paramètres des radars en télédétection spatiale	12
1.5.1. L’angle d’observation	12
1.5.2. La bande de fréquence utilisée	13
1.5.2.1. Impact sur la tache au sol	13
1.5.2.2. Impact sur les champs proches/lointains	14
1.5.2.3. Interaction avec le milieu naturel	15
<u>2. Le radar altimétrique basse résolution</u>	16
2.1. Principe de la mesure	16
2.2. Détermination de la hauteur de la surface	17
2.2.1. Expression générale de la hauteur de la surface terrestre	17
2.2.2. Les corrections appliquées aux mesures altimétriques	18
2.3. L’écho radar altimétrique ou forme d’onde	20
2.4. De la forme d’onde au coefficient de rétrodiffusion σ_0	22
2.4.1. Les algorithmes de retracking	22
2.4.2. Ocean	23
2.4.3. Ice-1	23
2.4.4. Ice-2	24
2.4.5. Sea Ice	25
2.5. Orbite des satellites altimétriques	25
2.6. Le choix de la fréquence utilisée	27
2.7. La famille des altimètres	28
2.7.1. Les altimètres historiques : les altimètres LRM	28
2.7.2. Les altimètres de haute résolution SAR	29
2.7.3. La nouvelle génération d’altimètre : SWOT	30
<u>3. Utilisation des systèmes radar pour le suivi des surfaces continentales</u>	32
3.1. La diffusiométrie utilisée sur les surfaces continentales	32
3.1.1. La diffusiométrie pour l’estimation du couvert végétal	32
3.1.2. La diffusiométrie pour l’estimation de l’humidité du sol	32
3.2. Utilisation du SAR pour l’hydrologie continentale	33
3.2.1. Le SAR et l’humidité du sol	33
3.2.2. Le SAR et le suivi des inondations	33
3.3. Suivi de variables hydrologiques continentales par altimétrie	34
3.3.1. Suivi du niveau des lacs par altimétrie	34
3.3.2. Suivi des niveaux des rivières et des plaines d’inondation par altimétrie	35
3.4. Suivi des propriétés des sols continentaux par altimétrie	36
<u>4. Conclusion du chapitre</u>	39

Chapitre II : Etude de la rétrodiffusion proche nadir en bandes S, C et Ku sur des surfaces continentales	41
<u>1. L'Afrique de l'Ouest : l'impact de la mousson ouest-africaine</u>	44
1.1. Présentation générale de l'Afrique de l'Ouest	45
1.2. La mousson ouest-africaine	45
1.3. Les zones éco-climatiques	46
1.4. La zone sahélienne, marqueur de la mousson ouest-africaine	47
1.5. La région du Gourma, au Mali	48
1.5.1. Nature du sol	50
1.5.2. La végétation dans la région du Gourma	51
<u>2. Apport de la visée radar nadir par rapport à la visée latérale : étude aux échelles régionales et locale sur l'Afrique de l'Ouest en bandes C et Ku</u>	52
2.1. But de l'étude et méthodologie	52
2.2. Principaux résultats	52
2.3. Discussion autour des résultats	53
<u>3. La mesure altimétrique en tant qu'instrument de suivi de l'humidité du sol en bandes S et Ku avec ENVISAT RA-2</u>	54
3.1. But de l'étude et méthodologie	54
3.2. Principaux résultats	54
3.3. Discussion autour des résultats et conclusion	54
<u>4. Publications relatives aux études</u>	56
4.1. Publication : « Spaceborne altimetry and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-bands over West Africa »	56
4.2. Publication : « Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry »	74
<u>5. Conclusion du chapitre</u>	87
<u>Chapitre III : Mesure du coefficient de rétrodiffusion sur des surfaces continentales en bande Ka</u>	91
<u>1. Principe général des mesures radar en bande Ka et en champ proche</u>	94
1.1. Système d'acquisition des données radar	94
1.2. Méthode de mesure du système	95
1.3. Mesure en champ proche et calibration des coefficients de rétrodiffusion	96
1.3.1. Cas d'une distribution de puissance uniforme	96
1.3.2. Cas d'une distribution de puissance variable	97
1.4. Caractérisation de l'antenne	98
1.4.1. Caractérisation générale	98
1.4.2. Détermination de la valeur intégrée de la puissance réfléchie par le réflecteur de type trièdre	100
<u>2. Mesure de la rétrodiffusion sur de l'eau continentale à rugosité contrôlée en bande Ka : mesures en soufflerie</u>	102
2.1. Présentation de l'expérimentation	102
2.1.1. Présentation générale	102
2.1.2. Paramètres propres à cette expérimentation	102
2.1.2.1. La Grande Soufflerie de l'Institut Pythéas	102
2.1.2.2. Mise en place de l'instrumentation radar	103

2.2.	Préparation de la campagne et de la calibration des mesures	105
2.3.	Evaluation de l'erreur sur les mesures	107
2.3.1.	Erreur sur la calibration	107
2.3.2.	Erreur sur la moyenne des mesures	108
2.4.	Résultats obtenus	108
3.	<u>Mesure de la rétrodiffusion sur sols continentaux à rugosités et humidités contrôlées en bande Ka</u>	113
3.1.	Présentation de l'expérimentation	113
3.1.1.	Présentation générale	113
3.1.2.	Paramètres propres à l'expérimentation	113
3.1.2.1.	Le terrain d'observation	113
3.1.2.2.	Le système radar	115
3.1.2.3.	Le système laser pour la détermination des paramètres de rugosité	116
3.1.2.4.	L'estimation de l'humidité du sol	118
3.2.	Préparation de la campagne et de la calibration des mesures	119
3.2.1.	Détermination de la distance de calibration	119
3.2.2.	Evaluation de l'erreur	120
3.2.2.1.	Erreurs sur la calibration	120
3.2.2.2.	Erreur sur la moyenne des mesures	121
3.3.	Résultats obtenus	122
3.4.	Comparaison avec des modèles de rétrodiffusion	123
3.4.1.	Les modèles utilisés pour la comparaison	123
3.4.2.	Détermination de la permittivité diélectrique du sol	123
3.4.3.	Le modèle d'Optique Géométrique (GO)	125
3.4.4.	Le modèle Millimeter MicroWave (MMW)	126
3.4.5.	La comparaison en elle-même	127
4.	<u>Conclusion du chapitre</u>	130
<u>Chapitre IV : Modélisation de la réponse radar altimétrique en bande Ku et Ka appliquée à des surfaces continentales à double échelle : le programme CALM</u>		133
1.	<u>Principe et fonctionnement du programme CALM</u>	136
1.1.	Modélisation de la surface d'étude	136
1.1.1.	Nomenclature générale	136
1.1.2.	Génération de la surface à l'échelle macroscopique	137
1.1.3.	Détermination de la permittivité du sol	137
1.1.4.	Génération des surfaces élémentaires	138
1.1.4.1.	Calcul des paramètres des surfaces élémentaires	138
1.1.4.2.	Sélection de zones particulières à partir de polygones	139
1.1.4.3.	Attribution des surfaces en eau	140
1.2.	Calcul de la rétrodiffusion	141
1.2.1.	Rétrodiffusion vectorielle	141
1.2.2.	Application du modèle de Kirchhoff	143
1.2.3.	Paramètres radar	143
1.3.	Création de la forme d'onde	144
1.3.1.	Forme d'onde pour une impulsion	144
1.3.2.	Forme d'onde moyennée le long de la trajectoire orbitale	146
1.3.2.1.	Modélisation du déplacement sur l'orbite d'un satellite altimétrique	146
1.3.2.2.	Paramètres radar et caractéristiques orbitales des satellites	147
1.3.2.3.	Moyenne des formes d'onde successives	148

1.4.	Organigramme du programme CALM	149
2.	<u>Validation du modèle théorique</u>	150
2.1.	Principe de la validation théorique	150
2.2.	Mise en pratique dans CALM	150
2.3.	Validation	152
3.	<u>Introduction de terrains réalistes à partir du Modèle Numérique de Terrain ASTER</u>	153
3.1.	Description des données ASTER	153
3.2.	Préparation des données	154
3.2.1.	Dimensionnement du MNT	155
3.2.2.	Détermination des zones en eau	156
3.2.3.	Orientation des zones	157
3.3.	Choix des sites d'étude	158
3.3.1.	Critères de sélection	158
3.3.2.	Sites d'étude ENVISAT/SARAL	159
3.3.2.1.	Présentation du site n°1	160
3.3.2.2.	Présentation du site n°2	160
3.3.2.3.	Présentation du site n°3	161
3.3.2.4.	Présentation du site n°4	161
3.3.2.5.	Présentation du site n°5	162
4.	<u>Comparaison des formes d'ondes simulées avec des formes d'onde réelles</u>	163
4.1.	Présentations des formes d'onde utilisées	163
4.2.	Paramètres de calcul dans CALM	164
4.3.	Détermination du gain empirique	166
4.4.	Formes d'onde simulées	167
4.4.1.	Site 1	167
4.4.2.	Site 2	168
4.4.3.	Site 3	170
4.4.4.	Site 4	171
4.4.5.	Site 5	174
4.5.	Bilan de la comparaison des formes d'ondes	175
5.	<u>Modélisation CALM en bande Ka avec une humidité du sol variable</u>	178
5.1.	Principe de la modélisation effectuée	178
5.2.	Application de l'algorithme de retracking Ice-1	178
5.3.	Modélisation à humidité variable sur les 5 sites d'études	179
5.3.1.	Modélisation pour les sites d'étude n°1 et n°2	179
5.3.2.	Modélisation pour le site d'étude n°3	180
5.3.3.	Modélisation pour le site d'étude n°4	181
5.3.4.	Modélisation pour le site d'étude n°5	181
5.4.	Impact sur le coefficient de rétrodiffusion	182
6.	<u>Conclusion du chapitre</u>	184
<u>Chapitre V : Apport de la bande Ka au nadir pour le suivi de surfaces continentales</u>		187
1.	<u>Rétrodiffusion altimétrique sur surfaces continentales et plaines d'inondation d'Afrique de l'Ouest en bandes S,C Ku et Ka.</u>	190
1.1.	Introduction de l'étude	190
1.2.	Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands over West Africa	190

<u>2.</u>	<u>Comparaison des niveaux de rétrodiffusion sur des sols et des surfaces en eau en bandes Ka</u>	206
2.1.	Rétrodiffusion altimétriques sur des surfaces en eau continentales	206
2.1.1.	Méthodologie appliquée sur des lacs	206
2.1.2.	Présentations des trois lacs d'étude	207
2.1.2.1.	Le lac Volta	207
2.1.2.2.	Le lac Victoria	207
2.1.3.	Variations des coefficients de rétrodiffusion et des niveaux d'eau	209
2.1.3.1.	Séries temporelles sur le lac Volta	209
2.1.3.2.	Séries temporelles sur le lac Victoria	210
2.1.3.3.	Synthèse sur la rétrodiffusion altimétrique sur les trois lacs d'étude	211
2.2.	Rétrodiffusion altimétrique sur surface solide en bande Ka	212
2.2.1.	Sites d'études	212
2.2.2.	Variations du coefficient de rétrodiffusion	213
<u>3.</u>	<u>Conclusion du chapitre</u>	216
	<u>Conclusion</u>	217
	<u>Bibliographie</u>	223
	<u>Résumé</u>	237
	<u>Abstract</u>	239
	<u>Liste des figures</u>	241
	<u>Liste des tableaux</u>	248



Introduction

Le changement climatique global que nous connaissons aujourd'hui a un impact important sur notre environnement direct, que ce soit au sujet de la hausse globale des températures, de l'acidification des océans ou de la fonte des glaces. Une des conséquences directe de ce changement climatique est une répartition des ressources en eau en évolution à l'échelle globale. Ceci fait que des régions de la Terre présentent des risques élevés de désertification, quand d'autres voient la fréquence des phénomènes d'inondation augmenter. Pour des considérations aussi bien anthropiques que naturelles, le suivi des ressources en eau douce dans le monde revêt ainsi un intérêt notoire. L'eau douce ne représentant que 2,8% des ressources en eau dans le monde, la surveillance de sa répartition et de son utilisation est donc une problématique fondamentale. En effet, celle-ci est utilisée pour l'irrigation agricole, la production électrique ou encore la consommation domestique.

Dans le but d'estimer les variations des niveaux d'eau des lacs et des rivières dans le monde, différents réseaux de stations de mesure ont été mis en place. Ces réseaux offrent toutefois un maillage du territoire très inégal d'un pays à l'autre, que ce soit dans l'espace ou dans le temps. La fréquence des mesures est compliquée par d'autres facteurs anthropiques, que ce soit le coût du maintien des stations de mesure, les guerres civiles (notamment en Afrique), ou encore d'importants changements politiques (chute de l'URSS dans les années 1990). Face à ces différents problèmes relatifs à l'échantillonnage des ressources en eau dans le monde, il est devenu primordial de disposer de nouveaux outils pour réaliser cette tâche.

Depuis les premiers satellites d'observation lancés dans les années 1970, de nombreuses variables environnementales sont estimées grâce aux différents capteurs en orbite autour de la Terre. Parmi celles-ci, les variables hydrologiques continentales telles que la hauteur des fleuves et des lacs, l'étendue des plaines d'inondation et l'humidité du sol sont déduites d'observations aussi bien optiques que radar. En particulier, l'utilisation des données radar en bandes L (15 - 30 cm), X (2,4 – 3,75 cm), C (3,75 – 7,5 cm) et Ku (1,67 – 2,4 cm) est étudiée pour le suivi des variables hydrologiques sur les continents. Toutefois, la couverture globale dépendant intrinsèquement des fréquences de mesure utilisées, des angles d'incidence et des orbites des satellites les réalisant, la couverture temporelle et spatiale pouvant se révéler handicapante pour un suivi précis.

La nouvelle génération de satellite altimétrique interférométrique SWOT, dont le lancement est prévu pour 2020, devrait pour la première fois permettre une couverture globale en quelques jours d'un radar altimétrique proche-nadir en utilisant la bande de fréquence Ka. Sa mission principale, outre le suivi des surfaces océaniques, est l'estimation

des ressources en eau continentale et leur variation dans le temps. Or, l'utilisation d'une telle bande de fréquence est encore mal documentée pour l'hydrologie continentale, le premier radar altimétrique fonctionnant en bande Ka (SARAL-Altika) ayant été lancé en février 2013, soit un an après le début des travaux de cette thèse. En particulier, le contraste entre sol et surface en eau en bande Ka pour des angles de visée nadir et proche nadir à partir du coefficient de rétrodiffusion est une problématique majeure de la mission SWOT.

C'est ce qui justifie mon travail de thèse, qui se situe dans le domaine de la télédétection spatiale appliquée à l'observation de la Terre. Il consiste à étudier le contraste de rétrodiffusion radar pour des angles nadir et proche nadir entre surface continentale et surface en eau pour diverses bandes de fréquences. En particulier, l'accent sera porté sur la bande Ka, peu utilisée jusqu'alors, dans le but d'estimer le potentiel d'utilisation de la future mission SWOT pour l'hydrologie continentale.

Ce contraste entre eau et sol est le cœur de cette étude. Dans ce but, des données radar en provenance de plusieurs satellites ayant fonctionnés ou encore en activité sont utilisées dans les travaux effectués. Afin d'observer l'évolution de ces signaux électromagnétiques entre sols secs et humides en contraste avec les eaux continentales, la région ouest-africaine au sud du Sahara est prise comme aire d'étude. En effet, l'alternance des saisons sèches et pluvieuses liée à la mousson ouest africaine permet d'observer les variations des coefficients de rétrodiffusion des sols, mais aussi les plaines d'inondation consécutives à la saison des pluies, pour différents angles de mesure pour les bandes de fréquence S, C et Ku des altimètres et diffusiomètres spatiaux considérés (ENVISAT RA-2, Jason-2, QuikSCAT, ASCAT). Ces travaux ont donné lieu à deux publications.

L'étape suivante a consisté à réaliser des mesures de coefficients de rétrodiffusion sur différents types de sols et des surfaces en eau en bandes Ka, afin d'obtenir des données dans cette bande de fréquence (quasi-inexistantes pour le moment). Pour cela, deux campagnes de mesure ont été réalisées en laboratoire. La première a consisté à mesurer la rétrodiffusion en bande Ka au-dessus d'une surface en eau, pour différents angles d'azimut, d'incidence et différentes vitesses de vent impliquant diverses rugosités de surface, à la grande soufflerie de Luminy à Marseille. La deuxième campagne de mesure a consisté à réaliser des mesures du coefficient de rétrodiffusion en bandes Ka pour différents angles d'azimut et d'incidence, sur un sol dont on pouvait contrôler la rugosité de surface et l'humidité du sol.

Dans le but de pouvoir étudier la réponse radar altimétrique d'une surface en ne faisant varier qu'une variable ou plus, il s'est révélé nécessaire de développer un programme de modélisation altimétrique. Le programme CALM (pour Continental ALtimetry Modeling) a donc été développé pour répondre à ce besoin. Ce programme prend en compte deux échelles, l'une microscopique via les lois de la géométrie optique, et l'autre macroscopique via la rétrodiffusion de surfaces élémentaires à partir de modèles numériques de terrain. Les formes d'onde simulées à partir du programme ont été validées grâce à des formes d'onde réelles en bandes Ku et Ka en provenance d'ENVISAT RA-2 et SARAL-AltiKa respectivement.

Enfin, après avoir étudié la rétrodiffusion de l'altimètre AltiKa sur les des sites représentatifs des principales régions bio-climatiques d'Afrique de l'ouest et sur des lacs africains, une synthèse est faite autour de la rétrodiffusion en bande Ka pour des angles nadir et proche nadir. Celle-ci repose sur la comparaison entre observations satellitaires, mesures en laboratoire et simulations, et permet d'étudier le contraste entre surfaces en eau et sols continentaux selon le seul critère de coefficient de rétrodiffusion.

Chapitre I :

L'altimétrie radar satellitaire

Objectifs :

L'objectif de ce chapitre est de présenter les principes de base des systèmes radar, pour ensuite se focaliser sur le fonctionnement du radar altimétrique à basse résolution (LRM pour Low Resolution Mode) ou altimétrie nadir. Après avoir exposé les différentes corrections à apporter à l'estimation de la hauteur altimétrique, seront présentées quatre techniques de détermination des paramètres altimétriques à partir des échos radars (milieu du front de montée, coefficient de rétrodiffusion), ou algorithmes de retracking. Un exposé des différentes bandes de fréquence utilisées par l'altimétrie spatiale est ensuite effectué, avant de présenter les principaux altimètres et leur mode de fonctionnement. Enfin, les principales utilisations des systèmes radars en orbite sont énoncées, pour poser les avantages et les inconvénients de chaque technique.

1. L'altimètre, un système de télédétection radar

1.1. Définition de la télédétection

La télédétection est la technique permettant de déterminer les propriétés physiques d'un objet sans avoir à entrer en contact avec lui. Ainsi, utilisant des fréquences allant des ultraviolets aux radiofréquences, la télédétection permet donc l'acquisition d'informations par l'interaction de l'onde électromagnétique considérée sur l'objet étudié.

De la camera obscura d'Aristote à la constellation de satellites de télédétection actuellement en orbite autour de la Terre, la télédétection a permis, au cours de son histoire, de mieux comprendre l'environnement qui nous entoure. Elle utilise des appareils photographiques, des lasers, des radars ou encore des sonars ou des gravimètres à la surface de la Terre, à bord d'un avion ou d'un engin spatial. Dans le dernier cas, on parle de télédétection spatiale.

La télédétection spatiale est spécifiquement la science utilisée pour déterminer les propriétés de la surface et/ou de l'atmosphère de la Terre ou d'un autre corps céleste à partir de données prises depuis l'espace.

1.2. Principe du radar

Le RADAR, acronyme de l'anglais RAdio Detection And Ranging, est un système de télédétection utilisant des ondes électromagnétiques pour détecter la présence et la position d'objets à distance. Développé au début du XX^{ème} siècle, son application a considérablement évolué lors de la seconde guerre mondiale, que ce soit pour la détection d'avions et de navires, ou pour une utilisation dans le domaine météorologique avec la détection de pluies, par exemple.

Le principe du radar actif consiste à émettre des ondes électromagnétiques produites par un oscillateur radio, et de les transmettre par une antenne. La puissance de l'onde réfléchi est mesurée par l'antenne réceptrice, permettant de mesurer sa distance, à l'instar du phénomène d'écho en acoustique. Via la direction d'observation des antennes utilisées, on peut également estimer la direction dans laquelle se trouve l'objet identifié. Si l'antenne émettrice est différente de l'antenne réceptrice, on appelle le système radar bi-statique. Si la même antenne est utilisée, le système radar est considéré comme monostatique.

Le radar passif, cas particulier du radar bi-statique, utilise les réflexions électromagnétiques en provenance de sources étrangères au système. Aucune onde n'est émise dans ce cas-ci par le système, qui est alors totalement dépendant des sources

d'émissions étrangères (par exemple station de radiodiffusion). Dans la suite des travaux de thèse, seuls les radars actifs seront considérés.

1.3. L'équation radar

L'équation du radar est un bilan de puissance, permettant d'estimer la puissance reçue suite à une émission électromagnétique se réfléchissant sur une surface. La puissance reçue dépend de caractéristiques constantes du système radar (antenne, circuit, etc.), ainsi que de paramètres variables du système (paramètres de la cible, milieux traversés, etc.).

L'équation radar est définie telle que suit (Ulaby, 1982):

$$P_r = P_t \frac{G_t G_r \lambda^2}{(4\pi)^3 R_t^2 R_r^2} \sigma_0 \quad (\text{eq. 1})$$

Avec :

P_r : puissance reçue en Watt

P_t : puissance transmise en Watt

G_t : gain de l'antenne émettrice en dBi

G_r : gain de l'antenne réceptrice en dBi

λ : longueur d'onde de l'onde électromagnétique en mètres

R_t : distance cible-radar émetteur, en mètres

R_r : distance cible-radar récepteur, en mètres

σ_0 : surface équivalente radar, ou coefficient de rétrodiffusion de la cible, en $m^2.m^{-2}$

Il apparaît qu'outre les paramètres intrinsèques au système et à la cible observée, le paramètre contrôlant la puissance reçue est le coefficient de rétrodiffusion σ_0 de la cible. C'est ce paramètre-ci qui permet de caractériser les propriétés de la surface.

Outre sa position et sa distance, il est également possible de déterminer la vitesse de déplacement de l'objet réfléchi en utilisant l'effet Doppler.

1.4. Les applications radar en télédétection spatiale

Les radars sont massivement utilisés dans le domaine de la télédétection spatiale. En effet, ils permettent de surveiller la surface de la Terre de jour comme de nuit, avec une répétitivité spatiale et temporelle propre à chaque instrument. Ainsi, il est possible de couvrir de grandes parties du globe en à peine quelques jours. De par leur position en orbite terrestre, afin de réduire les coûts, l'encombrement et le poids (critique pour les lanceurs), les radars sont très majoritairement monostatiques.

Les informations estimées à partir de ces systèmes spatiaux sont essentiellement climatiques: contenu de l'atmosphère, vitesse du vent sur les océans, hauteur du niveau de la mer, humidité du sol, ou encore des cartographies 2D ou 3D des surfaces avec les systèmes SAR, entre autres applications possibles.

1.5. Les paramètres des radars en télédétection spatiale

Deux paramètres principaux sont à prendre en compte quant à l'utilisation de systèmes radars pour la télédétection spatiale, hormis paramètres internes du système :

- L'angle d'observation, c'est-à-dire l'angle que fait l'onde électromagnétique avec la verticale du sol lorsqu'elle entre en contact avec lui.
- La bande de fréquence utilisée. Compte tenu de la taille des satellites et des propriétés des ondes électromagnétiques, les principales fréquences utilisées appartiennent à la classe des micro-ondes, approximativement entre 1 GHz (longueur d'onde $\lambda=30$ cm) et 300 GHz ($\lambda=1$ mm).

1.5.1. L'angle d'observation

L'angle d'observation a un impact direct sur la nature de la réflexion et la quantité d'énergie rétrodiffusée, ainsi que sur la taille de la surface observée. En effet, une visée latérale permettra de couvrir une plus grande surface (cas des radars diffusiométriques et SAR), quand la visée à incidence nulle ne permet de voir que la zone au nadir de l'orbite. Selon l'angle choisi, la rétrodiffusion de l'onde électromagnétique différera, de par son interaction avec la surface (traversée du couvert végétal, contenu de l'ionosphère, etc.).

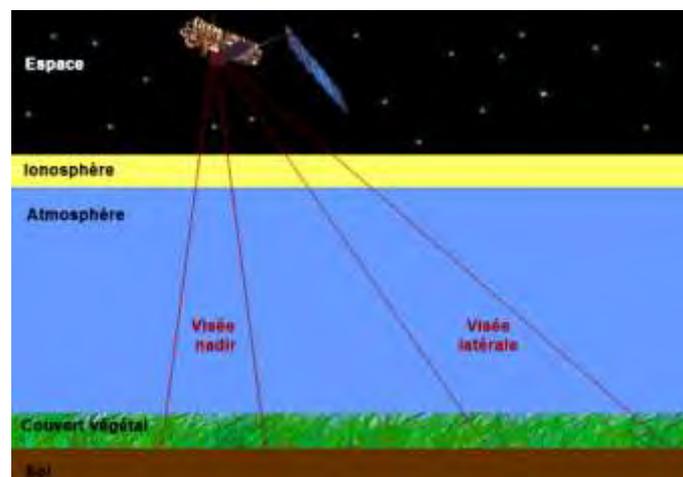


Figure 1 – Couches traversées par les ondes électromagnétiques, pour une visée au nadir et une visée latérale.

Pour un diffusiomètre, l'angle d'observation variera par exemple entre 25° et 65° , ce qui permettra suivant l'orbite de couvrir plus de 90% de la surface du globe en quelques jours. Pour un SAR, il sera de l'ordre de 25° . Pour un altimètre nadir, il sera par définition de 0° . Ces différences d'angle de vue impliquent des épaisseurs d'atmosphère traversée différentes, et autant d'erreurs pouvant en résulter. L'angle de visée a également un impact sur la nature de la réflexion et la quantité d'énergie rétrodiffusée au sol.

1.5.2. La bande de fréquence utilisée

La fréquence utilisée par le système radar a un impact très important, aussi bien en termes de résolution qu'en termes d'interaction avec les surfaces observée. Elle influe sur le gain de l'antenne utilisée, la tache de mesure au sol du radar, mais aussi sur l'interaction avec la matière réfléchissante et l'espace de propagation (vide et/ou atmosphère nous concernant).

1.5.2.1. Impact sur la tache au sol

La tache de mesure au sol du système radar est fonction de la fréquence et du diamètre de l'antenne utilisée, en plus de la hauteur du système par rapport au sol.

Le cône de mesure du système radar (ou lobe principal de l'antenne) est délimité par un angle appelé angle d'ouverture du système, qui correspond à la zone à -3 dB de la puissance maximale du lobe principal (voir Figure 2).

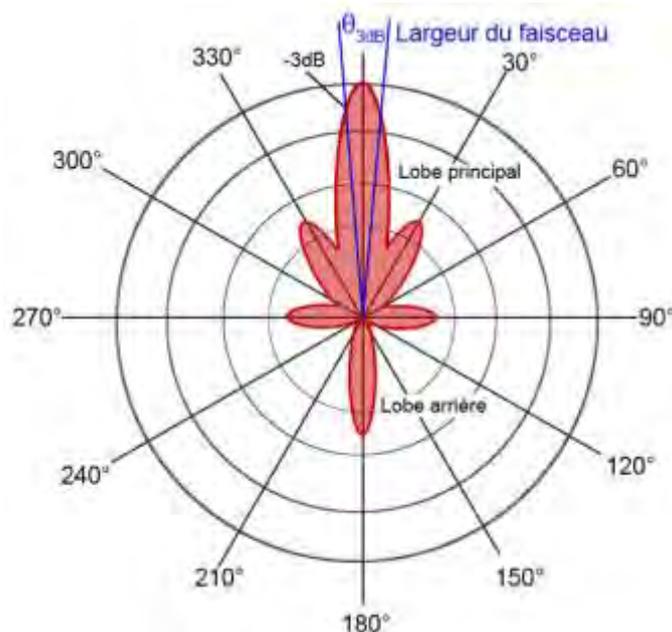


Figure 2 - Exemple de patron d'émission d'une antenne parabolique. Est indiqué l'angle d'ouverture correspondant au lobe principal de l'antenne.

La première étape est de déterminer cet angle, qui est fonction du diamètre d'antenne D et de la longueur d'onde λ . Elle est déterminée par l'équation (eq. 2) dans le cas d'une antenne parabolique (Kraus, 1988).

$$\theta_0 = \frac{70\lambda\pi}{180D} \sim \frac{1,2\lambda}{D} \quad (\text{eq. 2})$$

A partir de l'angle d'ouverture, nous pouvons déterminer le gain de l'antenne, qui est le rapport entre la puissance rayonnée dans le lobe principal et la puissance rayonnée par une antenne isotrope. Ce gain est défini par l'équation :

$$G = \frac{4\log(2)}{\theta_0^2} \quad (\text{eq. 3})$$

L'équation d'antenne devient alors pour un radar avec un gain d'antenne G et une distance entre la source et la cible R :

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma_0 \quad (\text{eq. 4})$$

Compte tenu de l'angle d'ouverture de l'antenne, un simple exercice de trigonométrie permet d'estimer la largeur de la tache au sol.

1.5.2.2. Impact sur les champs proches/lointains

L'onde électromagnétique n'a pas les mêmes propriétés de propagation dans tout l'espace entourant une source. Afin de prendre en compte ces différentes propriétés, il est nécessaire de découper l'espace en différentes zones. Classiquement, en s'éloignant de l'antenne émettrice, on distingue quatre zones de propagation (voir Figure 3).

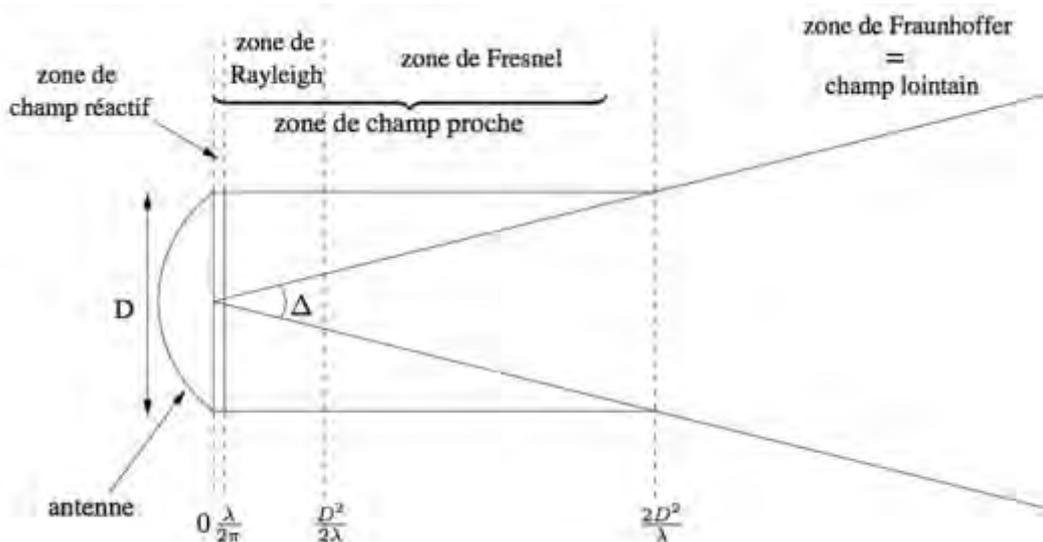


Figure 3 – Schéma représentant les zones de rayonnement autour d'une antenne émettrice. De la plus proche de l'antenne à la plus éloignée, on distingue la zone de champ réactif où l'onde est évanescente, la zone de Rayleigh, la zone intermédiaire de Fresnel et la zone de Fraunhofer qui constitue le champ lointain où l'onde est localement plane (Source : Conil, 2006).

Comme on peut le voir sur la Figure 3, les critères déterminant la position de ces quatre zones de propagation ne dépendent que du diamètre de l'antenne D et de la longueur d'onde λ . Concernant la zone de Rayleigh, il est à noter que le champ électromagnétique y est planaire, ce qui permet d'obtenir un champ équiphasé et à incidence constante.

Compte tenu des fréquences utilisées (domaine des micro-ondes), des distances entre les orbites terrestres utilisées et la surface de la Terre, ainsi que des antennes utilisées sur les satellites, nous serons exclusivement en télédétection spatiale dans la zone de Fraunhofer (Conil, 2006).

1.5.2.3. Interaction avec le milieu naturel

L'onde électromagnétique, en plus de sa propagation, peut interagir avec son milieu. L'évanescence de l'énergie émise, inhérente à la distance parcourue, peut donc être accélérée lors de la traversée de certains milieux. Cette interaction varie en fonction de la fréquence utilisée, que ce soit avec les particules chargées de l'ionosphère, ou alors avec l'eau dans la troposphère.

Outre l'interaction avec les milieux traversés, le point central de cette étude est l'interaction avec la surface d'observation. Elle sera en effet fonction de la fréquence, non seulement via la taille de la zone d'observation, mais également via l'interaction avec le sol, que ce soit selon les paramètres de rugosité ou d'humidité de surface.

2. Le radar altimétrique basse résolution

2.1. Principe de la mesure

L'altimètre spatial est un instrument développé historiquement pour l'étude de la géodésie, puis de la circulation océanique à grande échelle (Fu et Cazenave, 2000). Son utilisation s'est ensuite tournée vers des applications telles que l'hydrologie continentale (Birkett, 1995 ; 1998 ; Ponchaut & Cazenave, 1998), l'océanographie côtière ou encore la topographie des calottes polaires (Legrésy & Rémy, 1997). Le principe de son fonctionnement est de déterminer la distance entre le satellite et la surface du globe en mesurant la durée d'aller-retour d'une impulsion radar, sur le principe de l'écho, à incidence nadir, c'est à dire nulle (voir Figure 4).

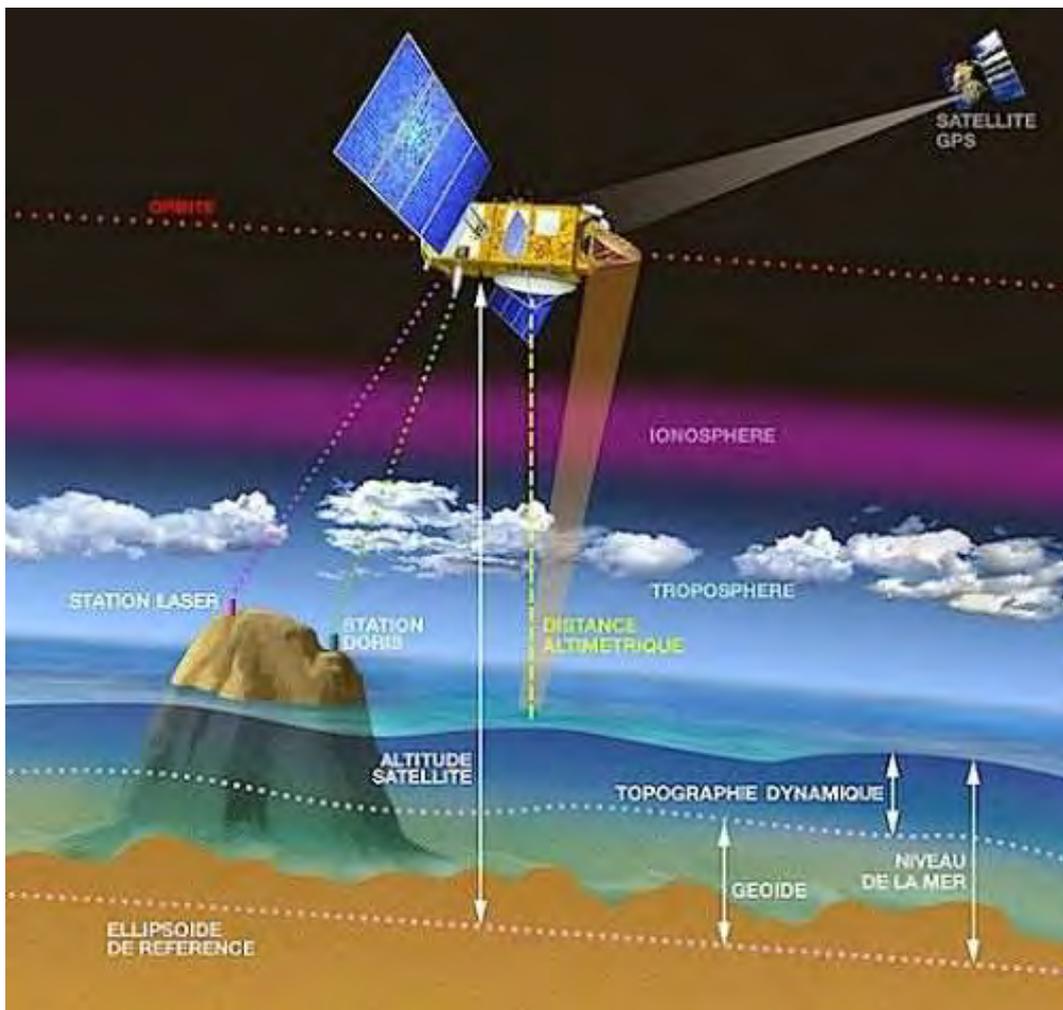


Figure 4 – Principe de fonctionnement d'un radar altimétrique (source : CNES)

2.2. Détermination de la hauteur de la surface

2.2.1. Expression générale de la hauteur de la surface terrestre

La détermination de la hauteur de surface se fait par rapport au géoïde terrestre. Le géoïde est une représentation de la surface terrestre qui correspond à une équipotentielle (dans le champ de gravité terrestre) et qui est défini de manière à coller au plus près à la « surface réelle ». Un ellipsoïde est une approximation mathématique du géoïde comme ellipsoïde de révolution. La hauteur altimétrique est donnée par rapport au centre de gravité du satellite (connu avec une grande précision en combinant des mesures GPS, laser et le système DORIS), et un ellipsoïde de référence.

A partir de cet ellipsoïde, on peut déterminer la hauteur de la mer, notée communément SSH pour « Sea Surface Height », qui est considérée comme étant la distance entre la surface de la mer et ce même ellipsoïde de référence (voir Fig. 3). On la définit telle que présenté dans l'équation (eq. 5) (Chelton et al., 2001).

$$SSH = H_{sat} - (H_s + H_i + H_{iono} + H_{dry} + H_{wet} + H_{EM} + H_{otide} + H_{stide} + H_{ptide} + H_{baro}) + \varepsilon \quad (\text{eq. 5})$$

Avec :

H_{sat} : Altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence

H_s : Distance instantanée entre l'altimètre et la surface observée

H_i : Corrections instrumentales

H_{iono} : Correction ionosphérique

H_{dry} : Correction de la troposphère sèche

H_{wet} : Correction de la troposphère humide

H_{EM} : Correction du biais électromagnétique

H_{otide} : Correction de l'effet de marée océanique

H_{stide} : Correction de l'effet de marée terrestre

H_{ptide} : Correction de marée polaire

H_{baro} : Correction barométrique

ε : Correction des erreurs aléatoires et systématiques restantes

L'expression est légèrement simplifiée sur les sols continentaux, puisque les corrections de marée océanique n'ont plus lieu d'être.

Du premier altimètre radar sur Skylab (lancé en 1973) aux missions actuelles, l'altimétrie spatiale a connu une évolution considérable en termes de précision de la mesure de la hauteur des océans. L'erreur sur l'orbite des premières missions était de l'ordre d'un

mètre, elle est aujourd'hui de 1 à 2 cm. C'est ce gain de précision qui a permis de passer de l'étude du géoïde moyen à celle de la topographie dynamique des océans

2.2.2. Les corrections appliquées aux mesures altimétriques

Divers effets, listés précédemment, introduisent une erreur quant à la détermination précise de la distance entre le satellite altimétrique et la surface terrestre. Celles-ci ont plusieurs origines, que ce soit lié à la double traversée de l'atmosphère du signal émis puis réfléchi, ou encore à des effets géophysiques.

- Le taux d'ionisation de l'atmosphère :

Le rayonnement solaire provoque une ionisation des atomes de l'atmosphère qui est fonction de la fréquence d'onde utilisée, et qui libère des électrons libres ralentissant les ondes radar. L'erreur introduite est comprise entre 1 et 20 cm en bande Ku (<1 cm en bande Ka), et peut être mesurée – et donc corrigée – par un altimètre bi-fréquence. Toutefois, cette technique est inapplicable sur les surfaces continentales, car les ondes pénètrent dans le sol sur les zones non recouvertes d'eau libre. On utilise alors des cartes de contenu en électrons de l'ionosphère, tel que le modèle GIM (Harris et al., 1999).

- L'effet de la troposphère sèche :

Les gaz tels que le diazote (N_2) et le dioxygène (O_2) dans les basses couches de l'atmosphère modifient l'indice de réfraction du milieu, en fonction de la pression de l'atmosphère, et donc de l'altitude et de la latitude de la surface observée. Ne pouvant être mesurée, l'erreur introduite est estimée à partir de modèles météorologiques tels que l'ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) utilisé pour les missions ENVISAT et AltiKa. La correction moyenne, à titre d'exemple, est de 2.3 m au niveau des océans.

- L'effet de la troposphère humide :

La présence d'eau, sous forme liquide ou gazeuse dans la troposphère provoque un ralentissement de l'onde radar et par voie de conséquence un allongement de la mesure altimétrique pouvant aller de quelques millimètres pour la traversée d'une couche d'air froid et sec à 40 cm pour de l'air chaud et humide (Tapley et al., 1982). Au-dessus des océans, cette correction est estimée à partir des mesures réalisées par les radiomètres à bord des satellites altimétriques. Au-dessus

des continents, les mesures du radiomètre, dont le diamètre de la tâche au sol est de plusieurs dizaines de kilomètres, intègrent les émissions thermiques des différentes surfaces survolées et sont donc inutilisables pour le calcul de la correction de troposphère humide. Des sorties des modèles météorologiques ECMWF (European Center for Mid-term Weather Forecast) et NCEP (National Center for Environmental Prediction) sont alors utilisées pour déterminer la correction à apporter.

- Correction du biais électromagnétique:

La forme concave des creux de vagues a tendance à concentrer la pulsation électromagnétique altimétrique et à mieux la réfléchir. La crête des vagues, elle, a plutôt tendance à disperser la pulsation. Au final, ces deux effets concurrents induisent une surface moyenne de réflexion qui est décalée de la surface moyenne de la mer vers le creux de la vague, ce qui introduit une sous-estimation de la hauteur moyenne du niveau de la mer.

- L'effet de marée océanique :

La marée océanique est la conséquence de l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil. Elle a donc une origine astronomique. Elle se traduit par la création de courants de marée, donc par une variation du niveau de la mer.

- L'effet de marée solide :

La marée solide, ou marée terrestre, est une déformation de la croûte terrestre due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil. Elle a les mêmes origines que la marée océanique. Ce mouvement induit une oscillation verticale de la surface océanique. Ce déplacement de la surface océanique dû à la marée solide est donc mesuré par le satellite altimétrique, qui mesure la hauteur de la surface observée par rapport à un ellipsoïde de référence fixe. L'ordre de grandeur de la marée solide est de 30 cm. Heureusement, elle est modélisée avec une grande précision, meilleure que le centimètre, ce qui permet de corriger avec précision cet effet (Cartwright et Tayler, 1971 ; Cartwright et Edden, 1973).

- L'effet de marée polaire :

La forme ellipsoïdale de la Terre (aplatie à l'équateur) est due à sa rotation propre (période d'une journée), l'axe de l'ellipsoïde se confondant avec l'axe de rotation. Or, celui-ci n'est pas fixe dans le temps et son orientation spatiale bouge. Ceci se traduit par un déplacement vertical de la surface de la Terre par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé en altimétrie qui lui, possède une orientation fixe dans

le temps (correspondant à un axe de rotation moyen). La marée polaire varie avec une amplitude de 2 cm maximum sur des durées de plusieurs mois liées au rythme de modification des paramètres de la rotation terrestre (Wahr, 1985).

- Le baromètre inverse :

Cet effet correspond à la déformation due au poids de la colonne d'air située au-dessus d'un point donné de la surface océanique. C'est un phénomène, qui a un impact très majoritairement sur les surfaces océaniques. En effet, une haute pression au-dessus de la mer (anticyclone) creuse la surface océanique contrairement à une basse pression qui induit un bombement de celle-ci. Cela crée une variation du niveau de la mer directement liée aux variations de la pression atmosphérique. Comme ordre de grandeur, il faut retenir qu'une variation de 1 mbar correspond à peu près à une variation de 1 cm de la surface libre. L'échelle temporelle de ce phénomène est de l'ordre de quelques jours, ce qui correspond aux passages successifs de dépressions et d'anticyclones au-dessus d'un lieu donné.

2.3. L'écho radar altimétrique ou forme d'onde

Le radar altimétrique émet une impulsion vers la surface terrestre. Le temps entre la transmission de l'impulsion et la réception de son écho réfléchi par le sol est fonction de l'altitude du satellite et de sa distance au sol. L'amplitude et la forme de ces échos – ou encore **forme d'onde** – contiennent elles aussi des informations sur les caractéristiques de cette surface-cible. Celles-ci se présentent sous la forme d'une distribution de puissance au cours du temps, correspondant au temps d'aller-retour de l'onde électromagnétique dans l'ensemble de la tache de mesure au sol. Cette distribution de puissance est discrétisée dans le temps par des portes temporelles. Ces portes temporelles sont les intervalles de temps durant lesquelles la puissance électromagnétique est analysée.

La forme d'onde est fonction de diverses caractéristiques de la surface observée. Ainsi, plus la surface étudiée est homogène, plus les résultats sont précis. Les surfaces présentant de fortes hétérogénéités, telles que des discontinuités topographiques, des rugosités de surface variantes, des glaces, des rivières ou des terres émergées, rendent l'interprétation de ces formes d'onde plus difficile. La nature de la surface, dans l'équation d'onde (voir (eq. 1)), est prise en compte dans le paramètre nommé coefficient de rétrodiffusion, noté σ_0 .

**C'est à partir de la forme d'onde qu'est estimé le
coefficient de rétrodiffusion, noté σ_0 .**

Le radar altimètre reçoit l'onde réfléchi (écho), laquelle varie en intensité au cours du temps. Prenons le fonctionnement nominal de l'altimètre sur l'océan. Lorsque la surface de la mer est plate (Figure 5a), l'amplitude de l'onde réfléchi augmente fortement dès le moment où le front de montée du signal radar atteint la surface. Toutefois, par mer agitée (Figure 5b), l'onde atteint d'abord la crête d'une des vagues et par la suite, les autres séries de crêtes. Cette configuration a pour effet d'augmenter progressivement l'amplitude de l'écho. La hauteur des vagues peut être déduite de cette onde réfléchi, puisque la pente de la courbe représentant l'amplitude en fonction du temps est proportionnelle à la hauteur des vagues.

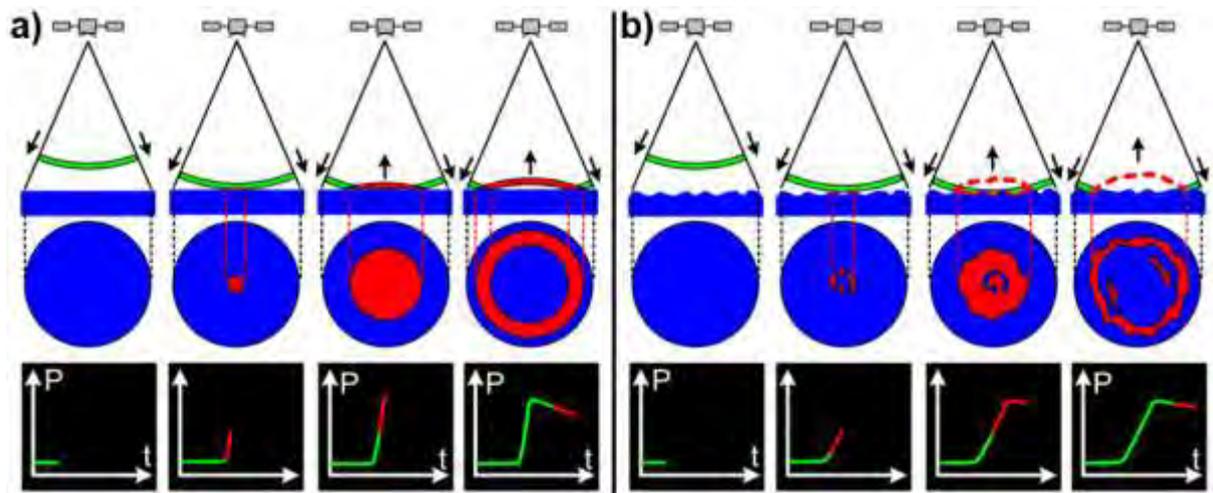


Figure 5 - Formation d'une forme d'onde altimétrique; a) Cas d'une surface plate de type océan; b) Cas d'une surface irrégulière de type océan avec houle. (source: CNES, AVISO).

Les formes d'onde formées sur les océans présentent des formes tout à fait caractéristiques (voir Figure 5). Sur les surfaces continentales, la nature plus complexe des surfaces rencontrées (topographie, nature des sols, occupation des sols, présence d'eau dans ou sur le sol) implique des formes d'onde beaucoup plus diverses. Ainsi, on ne peut parler d'une forme d'onde caractéristique des surfaces continentales. Cette grande diversité est difficile à traiter, cependant, l'analyse de formes d'onde sur les surfaces hétérogènes permet d'utiliser plusieurs paramètres et d'en déduire d'autres caractéristiques importantes.

Ainsi, le coefficient de rétrodiffusion (σ_0) est utile à la caractérisation des surfaces : une faible valeur caractérise plutôt une surface montagneuse alors qu'une valeur importante caractérisera plutôt une surface plate ou une zone humide (Papa et al., 2003 ; Legrésy et al., 2006).

2.4. De la forme d'onde au coefficient de rétrodiffusion σ_0

A partir de ces formes d'onde, plusieurs paramètres peuvent être déterminés (Figure 6):

- le milieu du front de montée ("epoch at mid-height"): celui-ci donne le retard attendu de l'écho en retour (estimé par l'algorithme de bord, "tracker") et ainsi le temps mis par l'impulsion pour les distances satellite-surface (le "range") et surface-satellite.
- P: l'amplitude du signal. Cette amplitude est fonction de l'amplitude d'émission donnée par le coefficient de rétrodiffusion, σ_0 .
- P_0 : le bruit thermique.
- pente du front de montée : celui-ci peut être relié à la hauteur significative des vagues (SWH – Significant Wave Height).
- skewness: courbe du front de montée.
- pente du flanc (trailing edge slope): liée au dépointage de l'antenne (c'est-à-dire à l'écart par rapport au nadir).

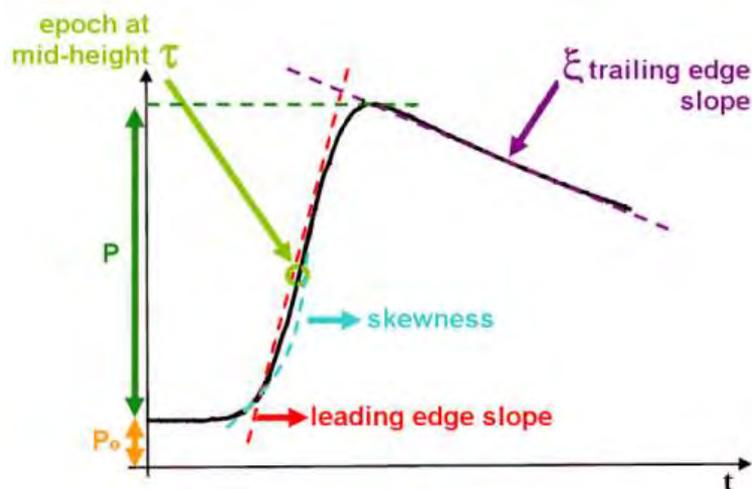


Figure 6 - Paramètres pouvant être déduits d'une forme d'onde. (source: CNES, AVISO).

2.4.1. Les algorithmes de retracking

La forme d'onde réfléchi par la surface d'intérêt contient plusieurs informations. Afin de déterminer le temps d'aller-retour du signal émis puis réfléchi et les autres paramètres de rétrodiffusion contenus dans la forme d'onde, le signal radar est traité par divers algorithmes.

En effet, il est absolument nécessaire de traiter les échos radar pour déterminer la position du front de montée, une erreur d'une porte temporelle conduisant à une erreur de plusieurs dizaines de cm sur la hauteur estimée. Ces algorithmes ont été développés pour analyser des échos provenant de différents types de surface. Ils peuvent être théoriques (« ocean » (Brown et al., 1977) et « ice-2 » (Legrésy et Rémy, 1997)), se basant sur une

modélisation de l'écho réfléchi par un type de surface, ou empiriques (« ice-1 » (Wingham et al., 1986) et « sea-ice » (Laxon, 1994).

Ces algorithmes appliqués aux ondes réfléchies par les surfaces continentales fournissent diverses valeurs du coefficient de rétrodiffusion σ_0 en fonction de l'endroit et de l'instant de mesure considérés.

2.4.2. Ocean

Selon le modèle théorique de Brown (1977), la forme d'onde peut être décrite comme la double convolution d'une pulsation radar, de la réponse de la surface-cible, et de la densité de probabilité des points spéculaires sur la surface (Rodriguez & Chapman, 1989) :

$$P_r(t) = P_e(t) * f_{ptr}(t) * g_{pdf}(z) \quad (\text{eq. 6})$$

Avec :

$P_e(t)$: la puissance émise en Watt

$P_r(t)$: la puissance reçue en Watt

$f_{ptr}(t)$: la fonction de la cible radar (qui inclut le gain d'antenne de l'antenne)

$g_{pdf}(z)$: fonction de densité de probabilité des points spéculaires sur la surface

Le modèle de Brown, qui permet de reconstituer de manière théorique l'écho océanique, est à la base de l'algorithme Ocean utilisé pour le traitement des formes d'onde altimétriques sur les océans.

2.4.3. Ice-1

Le retracker Ice-1 a été développé dans le but d'estimer de manière robuste la hauteur altimétrique. Cet algorithme est basé sur la méthode du décalage du centre de gravité (Offset Center Of Gravity – OCOG), développé par Wingham et al., 1986, et appliqué par Bamber, 1994, aux données en provenance d'ERS-1 et -2 pour l'étude des calottes polaires. Cette méthode de poursuite est une approche par seuil, qui passe par l'estimation de l'amplitude de la forme d'onde. Le point crucial dans cette technique repose sur l'estimation de l'amplitude de la forme d'onde, qui doit être insensible au bruit de chatoiement (« speckle ») et aux variations des formes d'onde. Les effets de bruit sont réduits au fur et à mesure que le nombre d'échantillons augmente. L'algorithme calcule le centre de gravité, l'amplitude et la largeur d'un rectangle utilisant le maximum des échantillons de la forme d'onde (eq.7, eq.8 et eq.9). L'amplitude de ce rectangle est égale à deux fois la valeur du centre de gravité, et le carré des échantillons est utilisé pour diminuer les effets des échantillons de faible amplitude du front de montée principal (Wingham et al., 1986).

$$\text{centre de gravité} = \frac{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} ny^2(n)}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n)} \quad (\text{eq. 7})$$

$$\text{amplitude} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^4(n)}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n)}} \quad (\text{eq. 8})$$

$$\text{largeur} = \frac{(\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n))^2}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^4(n)} \quad (\text{eq. 9})$$

Où y est la valeur du nième échantillon et aln le nombre d'échantillons subissant le repliement au début et à la fin de la forme d'onde (valeur généralement comprise entre 2 et 4). La position nominale de retracking est déterminée par la détection du point de la forme d'onde (par interpolation) où l'amplitude dépasse un seuil (25% de l'amplitude).

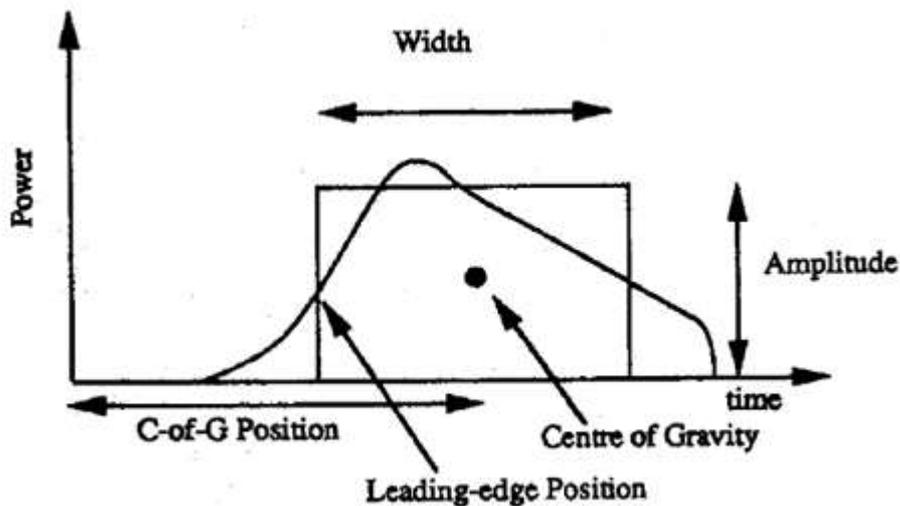


Figure 7 - Principaux paramètres de l'algorithme Ice-1 (Laxon, 1994).

2.4.4. Ice-2

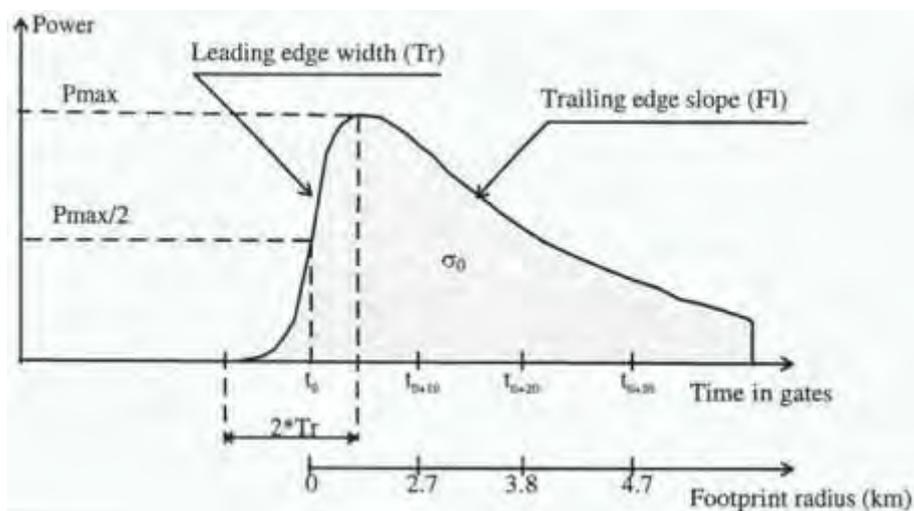


Figure 8 - Forme d'onde théorique recherchée par l'algorithme Ice-2 (Source: Legrésy & Rémy, 1997)

L'algorithme de retracking Ice-2, développé pour la topographie des calottes polaires, consiste à détecter le front de montée de la forme d'onde, en faisant correspondre une fonction d'erreur au front de montée, et une fonction exponentielle décroissante sur la queue de la forme d'onde (Legrésy & Rémy, 1997). Il est supposé que les effets de queue n'ont pas d'effets importants sur le front de montée de la forme d'onde. Par conséquent, les deux parties de la forme d'onde peuvent être reproduites séparément (Legrésy, 1995).

2.4.5. Sea Ice

Etant donné qu'aucun modèle ne permet actuellement de décrire les formes d'onde sur les icebergs et les glaces de mer, aucune représentation pluri-paramétrique de l'écho radar ne peut être réalisée. Une technique de seuil simple a été développée pour retracker les données sur les glaces de mer (Laxon, 1994). L'amplitude des formes d'onde sur glace de mer est premièrement repérée par détection de la valeur maximale de l'écho :

$$amplitude = \max_{n \in N} y(n) \quad (\text{eq. 10})$$

Où y est la valeur du nième échantillon de la forme d'onde, et N le nombre d'échantillons dans la forme d'onde.

Le tracking offset (correspondant à la distance entre le satellite et la surface) est déterminé par repérage du point sur la forme d'onde, en utilisant une interpolation linéaire, où l'écho radar est plus grand qu'un seuil correspondant à la moitié de l'amplitude maximale déterminée (Laxon 1994).

2.5. Orbite des satellites altimétriques

Le satellite tourne autour de la Terre selon une trajectoire qui est appelée orbite. Celle-ci est localisée à une certaine altitude au-dessus de la surface de la Terre, et suit en général une orbite inclinée d'un certain angle par rapport à l'axe nord-sud de la Terre – c'est ce qu'on appelle l'inclinaison de l'orbite. Par exemple, si on prend une inclinaison de 66° , ceci veut dire que la couverture du satellite est limitée à 66°N et 66°S en latitude.

Une orbite est dite répétitive, quand elle repasse sur les mêmes points au sol selon un rythme temporel fixe, appelé répétitivité du satellite. Ceci permet ainsi un échantillonnage homogène de la surface du globe pendant cette même période. Altitude, inclinaison et période de répétitivité sont des paramètres caractéristiques des missions altimétriques.

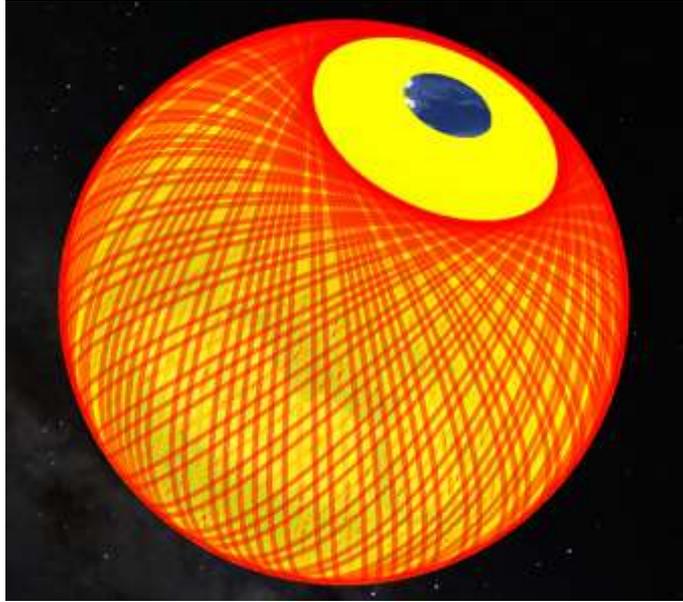


Figure 9 - Orbits de Jason-2 (en Rouge) et d'ENVISAT RA-2 (en jaune). La première présente une inclinaison de 66°, la deuxième une inclinaison de 98.5°. La zone non couverte est le pôle nord de la Terre.

La trajectoire des satellites est connue précisément en utilisant plusieurs systèmes (indépendamment ou non). Elle peut s'appuyer sur le système Doris développé par le CNES, qui via un réseau de balises au sol émettant en direction du satellite permet de connaître très précisément, par effet Doppler, la vitesse du satellite sur son orbite. En intégrant ensuite des modèles dynamiques d'orbitographie, on déduit de cette vitesse la trajectoire exacte du satellite. Sont également utilisés les systèmes GPS, ainsi que les tirs lasers, qui permettent d'avoir en synergie une mesure précise de l'orbite et de la position du satellite. A titre d'exemple, les orbites de Jason-1/2 et d'ENVISAT sont connues à 2 cm près.

Certains altimètres spatiaux sont dits héliosynchrones, c'est-à-dire qu'ils survolent un même point à la même heure pour chaque passage du satellite (répétitivité temporelle du satellite). A titre d'exemple, ENVISAT RA-2 et AltiKa survolent tous les 35 jours le même point de mesure à la même heure solaire locale.

De ces données orbitales est extraite une donnée, qui est l'espacement entre traces à l'équateur, c'est-à-dire la distance au niveau de l'équateur entre deux orbites successives (l'intertrace). Plus la répétitivité du satellite est longue, plus l'intertrace est petite. Celle-ci permet d'avoir une idée de la couverture globale du satellite.

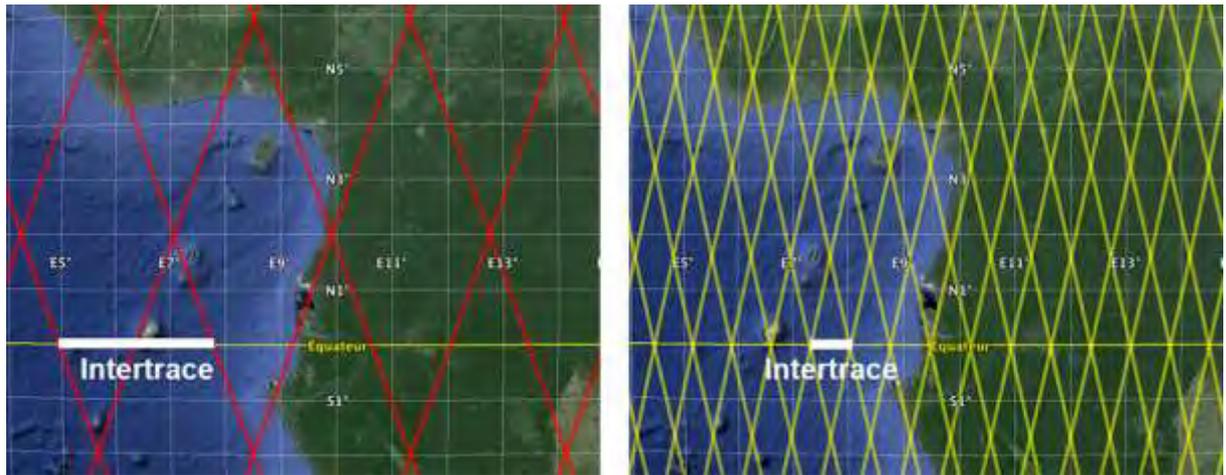


Figure 10 – Couverture de l'orbite nominale de Topex/Poseidon, Jason-1/2 (à gauche), ainsi que de l'orbite nominale d'ERS/ENVISAT/SARAL (à droite). Sont indiquées les intertraces correspondantes.

2.6. Le choix de la fréquence utilisée

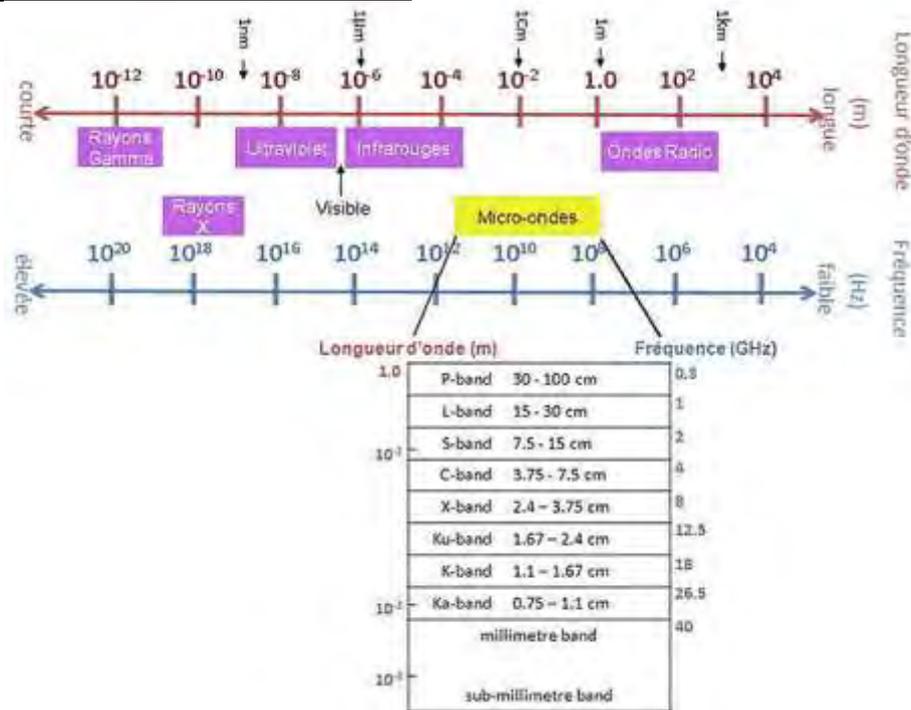


Figure 11 - Spectre électromagnétique et détails des différentes bandes (source : CLS)

Le choix de la fréquence utilisée pour l'altimétrie radar implique divers avantages et contraintes quant à l'application souhaitée. En combinant les signaux en provenance de deux bandes de fréquence, on peut se défaire de certaines perturbations parasites (principalement les perturbations ionosphériques sur les océans, voir section 2.1), ou obtenir des informations annexes (estimation du taux de pluie sur les océans par exemple, Tournadre, 2006). Les bandes de fréquences les plus utilisées pour l'altimétrie sont les

bandes S, C, Ku et Ka. Pour les radars SAR, les bandes C, X et L sont largement utilisées. Pour les diffusiomètres, les bandes C et Ku sont les plus employées.

- La bande la plus couramment utilisée est la bande **Ku** (12-18GHz), car elle est le meilleur compromis entre les capacités techniques, ce que permettent les règlements internationaux pour des applications spécifiques, la sensibilité aux perturbations atmosphériques et au contenu en électrons dans l'ionosphère. Couramment utilisée dans la télévision par satellite, les bandes disponibles pour les utilisations scientifiques demeurent toutefois limitées.
- La bande **C** (4-8GHz) est fréquemment utilisée en combinaison avec la bande Ku. Elle est plus sensible que la bande Ku aux perturbations ionosphériques, mais l'est moins au contenu en eau de l'atmosphère.
- La bande **S** (2-4GHz) est utilisée dans le même but que la bande C, c'est-à-dire corriger les retards sur le trajet effectué par l'onde électromagnétique.
- La bande **Ka** (26,5-40GHz) permet une bande passante plus large compte tenu des réglementations internationales, amenant ainsi une meilleure résolution, et une réflexion accrue sur la glace. Elle implique aussi une ouverture d'antenne plus étroite que les autres fréquences, ce qui introduit une tâche d'observation au sol plus petite. Son principal défaut reste sa forte sensibilité à la vapeur d'eau atmosphérique, ce qui a un impact direct sur les mesures, notamment dans la zone intertropicale.

2.7. La famille des altimètres

2.7.1. Les altimètres historiques : les altimètres LRM

Les altimètres LRM (pour Low Resolution Mode) sont considérés comme étant les altimètres « classiques », et répondent au mode de fonctionnement décrit précédemment. Ils fonctionnent en mode « pulse-limited », soit limités en impulsion. Le mode LRM a été développé pour des zones dont l'homogénéité est au moins supérieure à la tâche au sol de l'antenne, comme par exemple les océans.

Les principaux altimètres fonctionnant en mode LRM sont listés Tableau 1, avec leurs principales caractéristiques techniques.

Tableau 1 - Caractéristiques techniques des principaux satellites altimétriques fonctionnant en mode LRM

Nom du satellite	ERS-1	Topex/ Poséidon	ERS-2	ENVISAT RA-2	Jason-1/2	SARAL/ AltiKa
Appartenance	ESA	NASA/ CNES	ESA	ESA	NASA/ CNES	ISRO/ CNES
Date de lancement	17 juillet 1991	10 août 1992	21 avril 1995	1 ^{er} mars 2002	7 décembre 2001 (Ja-1) 20 juin 2008 (Ja-2)	25 février 2013
Date de fin de fonctionnement	31 mars 2000	18 Janvier 2006	6 juillet 2011	8 juin 2012	1er juillet 2013 (Ja-1)	-
Altitude	785km	1336km	785km	782km - 800km	1336km	~814km
Fréquence utilisée	Ku (13.8GHz)	Ku (13.65GHz)	Ku (13.8GHz)	Ku (13.575GHz) S (3.2GHZ)	Ku (13.575GHz) C (5.3GHz)	Ka (35.75GHz)
Répétitivité (jours)	3, 35, 168	9.9156	35	30-35	9.9156	35
Diamètre de l'antenne	1.2m	1.5m	1.2m	1.2m	1.2m	1m
Tache au sol	1.3° Ø~18km	1.1° Ø~26km	1.3° Ø~18km	1.29° (Ku) Ø~18km 5.5° (S) Ø~77km	1.28° (Ku) Ø~30km 3.4° (C) Ø~79km	0.59° Ø~8km

2.7.2. Les altimètres de haute résolution SAR

Les altimètres fonctionnant en mode SAR (pour Synthetic Aperture Radar – radar à synthèse d'ouverture) sont conçus pour obtenir une haute résolution le long de la trace au sol pour des surfaces relativement plates (Wiley, 1985). En effet, la résolution azimutale du SAR (voir **Figure 12**) est obtenue par traitement numérique des données successives reçues de la même zone, lors du déplacement du porteur du radar, afin d'affiner numériquement le lobe d'antenne dans la direction azimutale. La combinaison de la variation d'amplitude et de phase de ces retours permet le traitement de synthèse d'ouverture qui fournit ainsi des images des zones observées comme si on utilisait une large antenne à très grande résolution.

Un tel traitement des données permet une amélioration de la résolution en azimut considérable, notamment via l'utilisation de l'effet Doppler. Ceci permet une cartographie

précise du sol observé via la reconstruction d'images en trois dimensions, d'où l'utilisation en tant qu'altimètre, pour la mission Cryosat-2 par exemple.

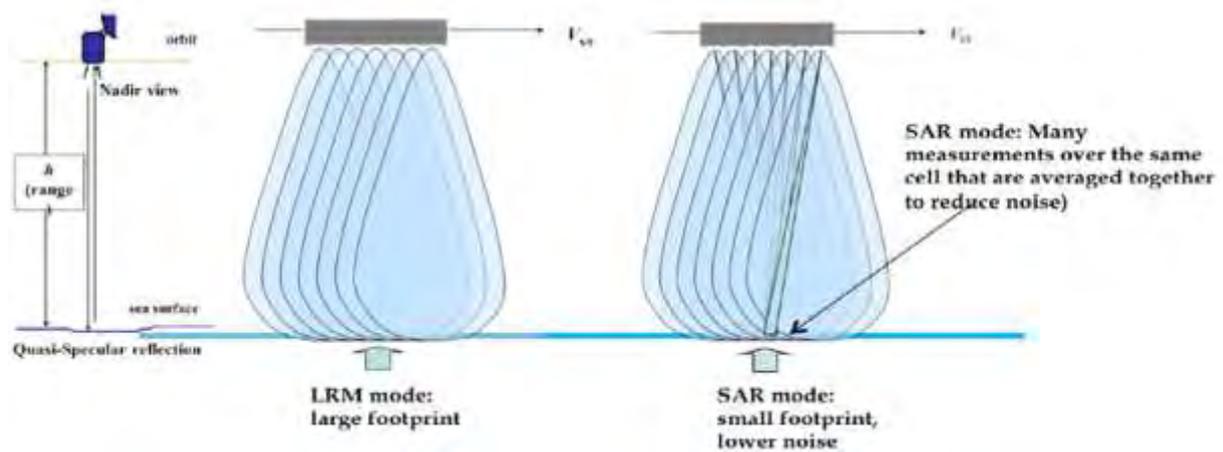


Figure 12 - Schéma de fonctionnement d'un radar SAR (source : H. Snaith and P. Cippolini, NOC, UK).

2.7.3. La nouvelle génération d'altimètre : SWOT

SWOT est un projet de satellite d'observation de la Terre développé par le CNES et la NASA, dont la mise en orbite est actuellement prévue pour 2020. Sa mission principale, sur les continents, sera de faire un bilan des ressources en eau mondiale avec des résolutions temporelle et spatiales élevées. En effet, le satellite devrait permettre une couverture quasi-globale en 4 jours, en déterminant avec précision la hauteur des eaux de surface (aussi bien les océans que les lacs, les fleuves et autres cours d'eau). Ces mesures devraient permettre de mieux comprendre les mécanismes inhérents au cycle de l'eau, et ainsi mieux maîtriser cette ressource essentielle.



Figure 13 - Illustration du satellite SWOT. Outre les deux panneaux solaires, on peut voir les deux antennes interférométriques (source : CNES/NASA)

Le satellite transportera à son bord deux instruments. Le premier est un radar altimétrique de type LRM fonctionnant en bandes C et Ku (type Jason). Le deuxième, qui est l'innovation la plus importante du projet, est le radar KaRIN (pour Ka-band Radar INTERferometer radar) un radar altimétrique interférométrique fonctionnant en mode SAR et en bande Ka. Il devrait permettre d'effectuer des relevés de niveau sur des rivières de 50 mètres de large avec une résolution de 2×10 mètres et une précision altimétrique de 10 cm et 1 cm/km pour la pente.

KaRIN comprend deux antennes radar situées à chaque extrémité d'un mat de 10m permettant d'effectuer des relevés altimétriques sur deux bandes de 60km de largeur chacune. Chaque antenne émettra des ondes électromagnétiques avec une polarisation propre (H pour l'une, V pour l'autre). Compte tenu de la largeur du relevé effectué à chacun de ses passages, le satellite qui sera placé sur une orbite héliocentrique à ~970 km d'altitude effectuera un passage sur l'ensemble des surfaces couvertes d'eau de la planète deux fois tous les 21 jours (Durand et al., 2010 ; <http://smc.cnes.fr/SWOT>).

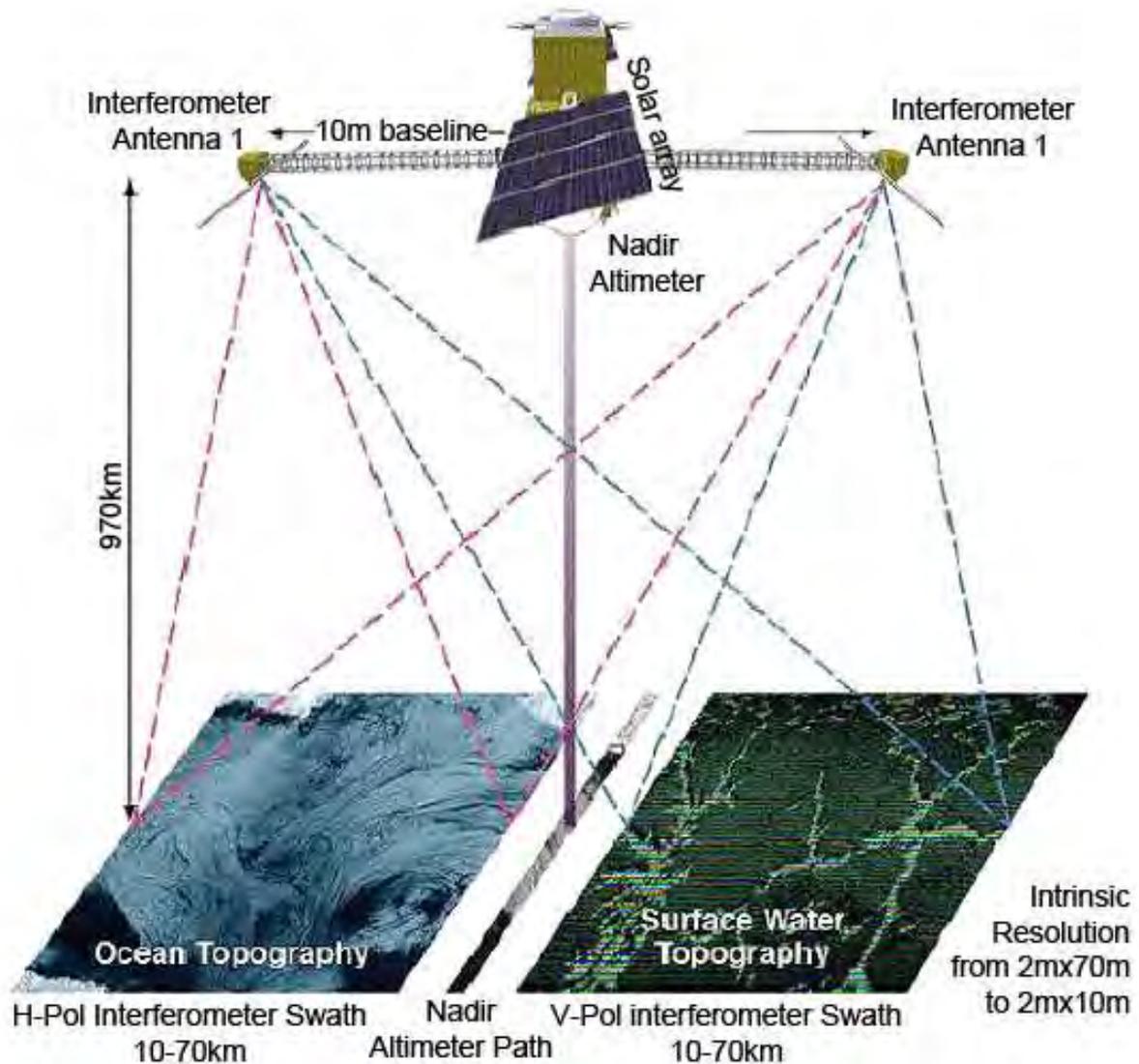


Figure 14 - Schéma du satellite SWOT illustrant son principe de fonctionnement et certaines de ses caractéristiques techniques (source : CNES/NASA).

3. Utilisation des systèmes radar pour le suivi des surfaces continentales

3.1. La diffusiométrie utilisée sur les surfaces continentales

3.1.1. La diffusiométrie pour l'estimation du couvert végétal

Le radar diffusiométrique, initialement développé pour mesurer la vitesse du vent sur les océans, est utilisé sur les continents pour estimer des variables environnementales, telles que le couvert végétal ou l'humidité du sol. En effet, Les mesures diffusiométriques sont sensibles au couvert végétal, ce qui permet d'étudier la dynamique de la végétation (Frison et al., 1996 ; 1998 ; 2000). Les données diffusiométriques peuvent également être utilisées en tant qu'information annexe pour l'estimation du couvert végétal de la zone étudiée. Ainsi, elles permettent de corriger l'effet de la végétation sur l'estimation de l'étendue des inondations sur l'ensemble des surfaces continentales, tandis que le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, Tucker 1979) issu des images optiques d'AVHRR sert à corriger les effets de l'atmosphère, Le produit résultant, nommé GIEMS (Global Inundation Extent from Multi-Satellites), est disponible globalement, à une résolution spatiale de 0,25° et une résolution temporelle mensuelle, pour la période 1993-2007 (Prigent et al., 2001 ; 2007 ; 2012 ; Papa et al., 2008 ; 2010a).

3.1.2. La diffusiométrie pour l'estimation de l'humidité du sol

Les coefficients de rétrodiffusion diffusiométriques sont également utilisés pour estimer l'humidité du sol, essentiellement en inversant des modèles de rétrodiffusion, ou alors avec l'aide de données annexes. Ainsi, la détermination des paramètres de rugosité surfacique conjointement à l'humidité de surface du sol est possible en inversant le modèle de rétrodiffusion d'Oh (Oh, 1992; Jarlan et al., 2002). D'autres méthodes permettent également d'estimer l'humidité de surface du sol à partir de coefficients de rétrodiffusion diffusiométriques (Wagner & Scipal, 2000 ; Naeimi et al., 2009). Ces méthodes peuvent aussi permettre d'estimer les profils de l'humidité dans le sol, ce qui nécessite toutefois des données annexes, telles que la sénescence de la végétation, la capacité aux champs et la porosité du sol (Wagner et al., 1999a ; 1999b). Les changements saisonniers d'humidité du sol sont ainsi observés, mais la faible résolution spatiale ne permet pas de suivre les changements rapides au-dessus de zones fortement hétérogènes en terme d'humidité.

En effet, ces données présentent une faible résolution (30 km x 30 km au mieux après kriegeage pour ASCAT) et nécessitent une normalisation angulaire. De plus, dans les

travaux cités, peu de comparaisons sont faites avec des données in-situ, et l'impact de la végétation sur ces données à visée latérale est négligé.

3.2. Utilisation du SAR pour l'hydrologie continentale

3.2.1. Le SAR et l'humidité du sol

Il est possible d'utiliser les données en provenance de radars SAR pour estimer l'humidité du sol, à des résolutions spatiales variables (allant du kilomètre avec le mode global d'ENVISAT/ASAR jusqu'à 1m avec TerraSAR-X). Ainsi, les coefficients de rétrodiffusion en bande C d'ENVISAT/ASAR à résolution spatiale moyenne (de l'ordre de 150m en mode ScanSAR large fauchée) peuvent être utilisés pour estimer l'humidité du sol avec une bonne corrélation sur la région du Gourma au Mali (Baup et al., 2007). Les meilleures corrélations sont obtenues avec les données SAR à de faibles angles de visées. La prise en compte du couvert végétal permet également d'améliorer l'estimation de l'humidité du sol. Toutefois, les images utilisées présentant des angles de visées différents, et la phase de normalisation angulaire des données introduit un biais dans l'estimation de l'humidité du sol. De plus, la résolution temporelle est basse pour les radar SAR.

Les données SAR en bande X et à la polarisation HH peuvent également être utilisées pour le suivi de l'humidité du sol (Aubert et al., 2011). Il est également remarqué que les coefficients de rétrodiffusion SAR en bande X sont plus sensibles à l'humidité du sol pour les visées à faible incidence par rapport aux incidences plus élevées.

3.2.2. Le SAR et le suivi des inondations

Les radars SAR sont également utilisés pour le suivi des plaines d'inondation. En effet, sur les images SAR, les surfaces en eau en absence de végétation présentent de faibles rugosités aux bandes de fréquences généralement utilisées (L-, C-, X-) induisant de faibles coefficients de rétrodiffusion compte tenu de la visée latérale des radars SAR (Smith, 1997). Toutefois, la classification de ces surfaces est perturbée par le vent, les arbres et la végétation naissante. Dans les zones forestières, l'utilisation des radar SAR permet de traverser des canopées forestières denses (Hess et al., 1990 ; Woodhouse, 2006), car les réflexions multiples entre la surface en eau (quasi-plate pour la bande L) et le tronc des arbres ainsi que leurs branches font que les surfaces inondées apparaissent comme brillantes sur les images SAR en bande L. Ceci est moins applicable à la bande C, qui ne traverse que de faibles couverts végétaux, et encore moins pour la bande X, sensible aux feuilles des arbres (Smith, 1997). La détermination du contour des zones inondées à partir d'images SAR peut également être améliorée en utilisant des données annexes de type

optique ou encore mesures in-situ (Arnesen et al., 2013). Toutefois, la classification des surfaces observées reste imparfaite compte tenu des effets d'angle de visée dans l'image SAR, de la faible répétitivité temporelle du satellite et du couvert végétal.

3.3. Suivi de variables hydrologiques continentales par altimétrie

L'altimétrie satellitaire a démontré, depuis une vingtaine d'année un fort potentiel pour l'hydrologie en permettant le suivi des niveaux d'eau des lacs, fleuves et plaines d'inondation s'étendant le long du cours des grands fleuves et de leurs affluents.

3.3.1. Suivi du niveau des lacs par altimétrie

Afin de tester les capacités des altimètres à déterminer le niveau des lacs, la comparaison entre mesures altimétriques Topex/Poséidon et stations de mesures in-situ a d'abord été faite pour la période 1992-1993 sur les grands lacs d'Amérique du Nord, avec une précision de l'ordre de 4 cm rms (Morris & Gill, 1994). Cette précision (~4 cm) est similaire à celles déterminées avec le même satellite sur douze grands lacs répartis entre l'Amérique du Nord, l'Afrique et l'Asie, que ce soit sur deux ou quatre années de données (Birkett 1995 ; Birkett et al., 2002).

L'analyse sur la période 2004-2006 des données en provenance d'ENVISAT a permis d'estimer le niveau du lac Izabal (Guatemala) avec une précision de 9cm (Medina et al., 2008). Celle-ci est supérieure à la moyenne des erreurs déterminées avec Topex/Poséidon, mais ceci peut être expliqué par le fait que le lac Izabal est plus petit et que des bandes de terre sont comprises dans la tache de mesure au sol de l'altimètre, sans compter les phénomènes climatiques introduisant des valeurs particulières diminuant la précision globale.

Toujours en utilisant les données ENVISAT (avec l'algorithme Ice-1) en combinaison avec des données in-situ, il a été montré qu'il est possible de suivre avec l'altimétrie radar les variations du niveau du Lac de La Bure (de petite taille : 52 ha au maximum), près de Rieumes à 40 km de Toulouse, avec une précision de l'ordre de 27 cm pour la période allant de 2003 à 2010 (Baup et al., 2014). La méthode appliquée dans cette étude est toutefois restreinte à des lacs dont les données in-situ sont disponibles. De plus, la précision sur les lacs de petites tailles ne peut être assurée que pour les mesures altimétriques dont les taches de mesures sont centrées sur le lac (ceci implique qu'un petit lac en bordure de la tache de mesure altimétrique sera mal suivi).

Il est également possible d'utiliser les estimations de niveau d'eau en provenance de différentes missions altimétriques afin d'obtenir de longues séries temporelles. Le suivi

réalisé de dix-huit lacs répartis dans le monde entier de 1993 à 2011 apporte ainsi une précision comprise entre 0,20 cm et 1,41 cm (Ricko et al., 2012).

3.3.2. Suivi des niveaux des rivières et des plaines d'inondation par altimétrie

Simultanément à l'estimation du niveau d'eau des lacs dans le monde, le niveau des fleuves et grandes rivières, ainsi que des plaines d'inondation, a également été déterminé à partir de données altimétriques.

C'est dans Koblinsky et al., 1993, qu'un radar altimétrique est utilisé pour la première fois pour déterminer la hauteur du fleuve Amazone sur une période pluriannuelle, allant de 1986 à 1988. En utilisant l'algorithme de retracking Ocean sur les coefficients de rétrodiffusion en bande Ku en provenance de Geosat, il obtient manuellement une précision de l'ordre de 0,7 m, diminuant à 1,1 m pour un traitement automatique.

Le lancement du satellite Topex/Poséidon, en bandes C et Ku, a permis un suivi de rivières dont la largeur dépasse 1km avec une précision sur la hauteur estimée de l'ordre de 1,1 m rms pour la période allant de septembre 1992 à avril 1996 (Birkett 1998 ; Birkett et al., 2002), avec une temporalité de l'ordre de 10jours permettant d'observer des variations saisonnières.

En utilisant la bande C du satellite altimétrique Topex/Poséidon, il est possible d'estimer l'étendue et la saisonnalité des plaines d'inondation dans les régions boréales, soit entre 40°N et 66°N (Papa et al., 2006). En effet, il est montré que le coefficient de rétrodiffusion en bande C de Topex/Poséidon est supérieur à 20dB quand la zone observée est inondée. De plus, quand le coefficient de rétrodiffusion augmente de 1 dB, la surface inondée augmente de 4%. Les estimées sur l'ensemble de la zone considérée sont en bon accord avec les données en provenances d'autres satellites de télédétection utilisées pour la détection de plaines d'inondation, ainsi qu'avec des données indépendantes. Ces estimations demeurent limitées par la couverture spatiale des satellites altimétrique nadir, qui n'observent par définition que les zones au nadir de l'orbite.

Le lancement d'ENVISAT RA-2, fonctionnant en bandes S et Ku et présentant une répétitivité temporelle de 35 jours a permis de couvrir plus de surfaces en eau, mais en diminuant l'échantillonnage temporel. La précision obtenue sur l'estimation des niveaux des plaines d'inondation en utilisant l'algorithme de retracking Ice-1 est inférieure en moyenne à 0,5m, et la précision sur les rivières inférieure à 0,3 m, pour la période 2003-2004, soit deux à trois fois meilleures que celles obtenues avec Topex/Poséidon (Frappart et al., 2006). Par

la suite, l'analyse des séries temporelles sur l'Amazonie de 2003 à 2008 a permis d'obtenir des précisions variant de 0,26 m à 0,56 m sur l'estimation du niveau d'eau selon les zones étudiées (Santos Da Silva et al., 2010).

En combinant les données en provenance de Topex/Poséidon, d'ERS-2 et d'ENVISAT RA-2, il est possible d'estimer les niveaux d'eau du Gange-Brahmapoutre, et ainsi d'estimer les débits liés à ce fleuve de 1993 à 2008 (Papa et al., 2010). L'erreur sur l'estimation des niveaux d'eau en provenance d'ENVISAT est de 0,26 m. La combinaison des trois satellites permet d'estimer le débit moyen du Gange-Brahmapoutre sur la période 1993-2008 avec une erreur moyenne de ~17% (soit ~2700 m³/s), dans la plage de précision acceptable pour les mesures de débit (entre 15 et 20%).

Il est donc montré que l'altimétrie, en utilisant des missions seules ou alors en les combinant, offre un outil précieux d'estimation des niveaux d'eau sur les grandes rivières, et donc des débits y étant liés. Les mesures au nadir utilisent principalement des données en bande Ku, plus précises compte tenu de leurs plus faibles taches au sol par rapport aux bandes S et C. Certaines mesures manquent toutefois sur les continents, et l'application de ces techniques est restreinte à des rivières de taille importante compte tenu de la résolution spatiale des radars altimétriques actuels. De plus, la couverture spatiale restreinte au nadir du satellite ne permet pas de couvrir l'intégralité du globe en utilisant les altimètres LRM. Enfin, une meilleure connaissance des propriétés de surface des sols continentaux par altimétrie est nécessaire pour améliorer la discrimination entre surfaces continentales et surfaces en eau.

3.4. Suivi des propriétés des sols continentaux par altimétrie

L'analyse des propriétés des surfaces continentales n'a donné lieu qu'à un faible nombre d'études, les recherches se concentrant principalement sur les surfaces en eau. Il a toutefois été démontré que les mesures radar au nadir sont fortement affectées par les variations d'humidité du sol suivant les épisodes pluvieux, mais également par la présence de rosée sur la surface, qui peut mener à un cycle quotidien du coefficient de rétrodiffusion de l'ordre de 1dB (Ridley et al. 1996). Les différences de rétrodiffusion régionales, mais invariantes dans le temps, sont attribuées aux variations de la topographie et de rugosité de surface. Toutefois, les mesures exposées dans Ridley et al. (1996) ne concernent que le désert de Simpson en Australie, et n'explorent pas de zones présentant de fortes variations annuelles d'humidité du sol. De plus, les mesures in-situ ne sont faites qu'en bandes C et Ku (fréquences utilisées à bord de Topex/Poséidon), et en champ lointain de l'antenne, ce qui

implique un angle d'observation légèrement variable dans la tache de mesure du système radar utilisé.

Afin de déterminer la rétrodiffusion moyenne à l'échelle mondiale, ainsi que les zones présentant de fortes variabilités saisonnières, les coefficients de rétrodiffusion en provenance du satellite Topex/Poséidon sont moyennés entre les latitudes 66°N et 66°S dans des cellules de résolution au sol de 0.75° de côté (Papa et al., 2003). Ces valeurs moyennes de coefficient de rétrodiffusion sont présentées pour les bandes C, Ku, ainsi que pour leur différence C-Ku, sur neuf années de mesures et à l'échelle globale. Il est mis en évidence que Topex/Poséidon permet un suivi global des évolutions de coefficient de rétrodiffusion au cours du temps. Les régions temporairement enneigées et les zones présentant des climats bimodaux peuvent ainsi être suivies par l'altimétrie spatiale. Le coefficient de rétrodiffusion est fonction de la fréquence utilisée, en faisant remarquer que les basses fréquences rentrent plus profondément dans le sol, ce qui change la réponse impulsionnelle comparé aux fréquences plus importantes. L'utilisation de la double fréquence semble également améliorer les méthodes utilisées au-dessus des zones recouvertes de végétation. L'utilisation bi-fréquentielle du radar altimétrique semble également prometteuse sur les zones recouvertes de végétation présentant de forts cycles saisonniers.

Toutefois, cette étude ne permet pas une étude localisée de l'évolution du coefficient de rétrodiffusion de par sa nature globale. Elle permet de voir de grandes tendances sur une longue période (9 ans de données) et à l'échelle continentale, pour les bandes C et Ku, mais ne permet pas de détecter des événements ponctuels aussi bien dans l'espace que dans le temps, ou d'apprécier les différences en terme de résolution spatiale entre les bandes C et Ku.

Plus récemment, les coefficients de rétrodiffusion du radar de précipitation à bord du satellite TRMM, fonctionnant en bande Ku et pour des angles d'incidence allant de 0° à 18°, ont été comparés avec les observations au nadir de Topex/Poséidon et les observations latérales (environ 50°) du diffusiomètre QuikSCAT (Prigent et al., 2015). Il a ainsi été montré que les signaux sont cohérents entre eux, mais également que l'utilisation d'observations multi-angles peut aider à la caractérisation des types de désert. Cet article permet également d'affirmer que le coefficient de rétrodiffusion a tendance à diminuer avec la densité de végétation, ce qui était attendu, et ce qui permettrait de classifier la densité de végétation avec les micro-ondes actifs. Mais cette étude, localisée dans la zone intertropicale ($\pm 40^\circ$), ne permet pas d'observer les variations à petite échelle du coefficient de rétrodiffusion sur une longue période pour différents angles d'observation, et donc de suivre les variations de propriétés de surface pour une zone déterminée et pour plusieurs angles de visée. De plus, ces données ne peuvent être utilisées que si la zone d'étude n'observe pas de précipitations.

La rétrodiffusion sur sols étant peu étudiée, la volonté de simuler la rétrodiffusion continentale s'est faite ressentir. C'est dans ce contexte qu'un modèle permettant de simuler la réponse d'un radar altimétrique en fonction de l'humidité du sol pour une surface donnée a été développé (Bramer et al., 2010). Ce modèle utilise un modèle de "terre sèche", issu des données de rétrodiffusion d'ERS-1, dont l'inter-trace de 4km à l'équateur permet une résolution spatiale relativement fine. Il est appliqué à une zone du désert de Simpson en Australie. En séparant les zones sableuses des déserts de sel, ils ont simulé la rétrodiffusion du radar altimétrique en fonction de l'humidité du sol. Toutefois, ce modèle repose sur la bande Ku d'ERS-1 et ne dispose pas de données de rugosité fine pour réaliser une modélisation précise de la rétrodiffusion. Les modèles sont peu expliqués, et aucune donnée de terrain ne permet de vérifier les estimations d'humidité du sol faites par satellite, étant donné qu'elles se basent sur le modèle AussiGRASS d'humidité du sol.

4. Conclusion du chapitre

Nous avons vu que l'altimétrie spatiale est un système radar qui permet de surveiller la surface de la Terre avec une grande précision. Historiquement, l'altimétrie spatiale est utilisée en bandes S, C et Ku pour le suivi temporel de la hauteur des océans. Depuis une vingtaine d'année, l'altimétrie est de plus en plus utilisée pour étudier les surfaces continentales. Elle permet le suivi des surfaces en eau au cours du temps telles que les grands fleuves et rivières, les lacs, ou les plaines d'inondation. Son utilisation sur les surfaces continentales est toutefois limitée, bien que l'impact de l'humidité du sol sur la rétrodiffusion altimétrique soit connu.

L'arrivée de la bande Ka avec l'altimètre spatial AltiKa, lancé en 2013, et la venue à l'horizon 2020 du satellite altimétrique interférométrique SWOT nécessitent une meilleure compréhension du phénomène de rétrodiffusion sur les surfaces continentales pour des angles proches du nadir. L'étude de cette mesure altimétrique au nadir sur les altimètres en bandes S, C et Ku permettrait un premier tour d'horizon du potentiel de l'altimétrie pour le suivi de l'hydrologie continentale, avant d'étudier la bande Ka plus en détail. L'impact de la végétation doit également être investigué, pour estimer l'apport du nadir par rapport à la visée latérale. L'utilisation de l'altimétrie en tant qu'instrument d'estimation de l'humidité du sol pourra ainsi être attesté ou non.

Ce qu'il faut retenir:

- Le système radar permet un suivi de l'évolution des surfaces au sol via le coefficient de rétrodiffusion σ_0
- La diffusiométrie permet, en utilisant des systèmes bi-fréquences et la visée latérale, d'estimer le couvert végétal dans les zones semi-arides de l'Afrique de l'Ouest.
- La diffusiométrie permet également d'estimer l'humidité du sol avec une faible résolution (50 km x 50 km ou 30 km x 30 km selon les missions), et avec un biais significatif
- L'impact de la végétation sur la rétrodiffusion diffusiométrique est non négligeable.
- Les données SAR montrent une bonne corrélation avec des mesures d'humidité du sol in-situ sur les zones semi-arides
- L'impact de la végétation sur les données SAR diminue au fur et à mesure que l'angle de visée se rapproche du nadir
- La tache au sol de l'altimètre est fonction de la bande de fréquence et du diamètre de l'antenne
- Des algorithmes de retracking permettent d'estimer le σ_0 à partir de la forme d'onde altimétrique
- L'altimétrie permet un suivi du niveau des cours d'eaux, des lacs et des plaines d'inondation avec une précision variable selon les missions et les fréquences utilisées. Elle n'est toutefois performante que pour des cours d'eau larges (>1 km)
- La rétrodiffusion altimétrique sur les sols continentaux solides montre une sensibilité aux changements de propriétés du sol (enneigé ou non, cycle de végétation, changements d'humidité du sol)

Chapitre II :

Etude de la rétrodiffusion proche nadir en bandes S, C et Ku sur des surfaces continentales

Objectifs :

L'objectif de ce chapitre est de montrer les utilisations possibles de l'altimétrie nadir (par opposition à l'aspect proche nadir de la future mission SWOT) dans les bandes de fréquence S, C et Ku sur des surfaces continentales. Plus précisément, nous voulons mettre en évidence comment l'altimétrie peut être utilisée pour un suivi de l'humidité superficielle du sol et du changement de l'état de surface lié à l'humidité du sol et à la végétation pour différentes zones éco-climatiques représentatives de l'Afrique de l'ouest, allant du désert à la forêt tropicale.

Pour cela, nous étudions l'évolution temporelle des coefficients de rétrodiffusion mesurés à différentes fréquences par deux altimètres (ENVISAT RA-2 et Jason-2). Afin de mettre en évidence l'apport de la visée nadir par rapport aux visées latérales, ces coefficients de rétrodiffusion sont comparés à ceux mesurés par des radars à visée latérale (diffusiomètres). Enfin, une étude plus localisée au Sahel dans la région du Gourma au nord-Mali permet de quantifier le lien entre les coefficients de rétrodiffusion mesurés et l'humidité superficielle du sol.

1. L'Afrique de l'Ouest : l'impact de la mousson ouest-africaine

Les pluies faisant varier l'humidité du sol, la nature diélectrique du sol change en fonction de l'époque à laquelle la mesure du coefficient de rétrodiffusion est faite. L'humidité des sols varie donc selon que l'on soit en période humide ou en période sèche, ce qui implique un changement dans les coefficients de rétrodiffusion mesurés. Dans le cadre de cette étude sur la rétrodiffusion radar au nadir sur des surfaces continentales, il est ainsi intéressant de travailler sur des régions présentant de fortes variations saisonnières en termes de précipitations.

L'une de ces régions est le Sahel, qui désigne une bande de territoires compris approximativement entre 14°N et 17°N de latitude, allant de l'Atlantique à l'ouest à la Mer Rouge à l'est. Les fortes variations temporelles d'humidité dans les sols du Sahel durant la période de mousson, dues au fait que les jours de pluie sont séparés par des courtes périodes sans pluie (voir Figure 15), nous montrent bien l'intérêt de cette région en tant que zone test de l'altimétrie spatiale pour détecter l'humidité des sols.

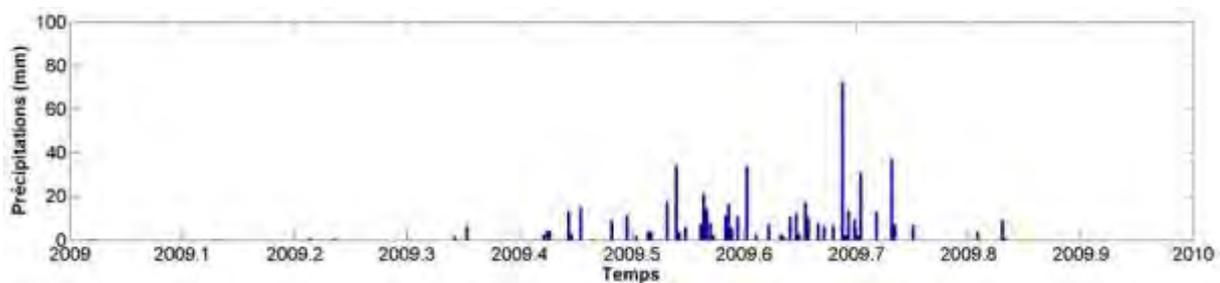


Figure 15 - Exemple de distribution des pluies sur l'année 2009 dans le Sahel Malien (estimations TRMM)

L'impact socioéconomique des précipitations est immense. Les populations sahéniennes, agro-pastorales, dépendent totalement de la végétation herbacée naturelle et des cultures qui se développent pendant la mousson, sans parler de l'utilisation des mares et des étangs résultant de ces mêmes pluies. Le suivi de l'humidité du sol, des surfaces en eau, des précipitations et de la végétation revêt donc une importance capitale pour la conduite des politiques de gestion de l'eau des régions sahéniennes.

1.1. Présentation générale de l’Afrique de l’Ouest

L’Afrique de l’Ouest correspond aux pays membres de la Communauté Economique des Etats de l’Afrique de l’Ouest (CEDEAO, représentée Figure 16). La surface couverte par cette appellation est de l’ordre de 6 000 000 km² (environ douze fois la superficie française), et présente une hétérogénéité importante aussi bien pour le climat que pour l’occupation du sol. Conjointement au gradient pluviométrique lié à la mousson ouest-africaine, nous avons un fort gradient nord/sud pour la végétation et les états de surface.



Figure 16 - Localisation de la CEDEAO en Afrique de l'Ouest (source : Google Maps).

1.2. La mousson ouest-africaine

L’Afrique de l’Ouest est impacté par le phénomène climatique de la mousson ouest-africaine (Le Barbé et al., 2002). Celle-ci crée un système de précipitation mono-modal, où la quasi-totalité des précipitations a lieu durant la saison humide, qui dure de 1 mois aux frontières du Sahara, à 8 mois proche de la côte du golfe de Guinée. Le cumul pluviométrique varie suivant un gradient nord-sud, avec les plus faibles précipitations au nord (Sahara) et les plus importantes au niveau des forêts tropicales du sud.

Ce phénomène climatique est relié au déplacement annuel de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et à la différence de réchauffement entre le Sahara et le golfe de Guinée (Plumb et Hou, 1992, Eltahir et Gong, 1996). Les alizés secs du nord-est, et particulièrement leur forme plus intense l'Harmattan, sont coupés par le mouvement vers le nord en été de la ZCIT où les vents sont légers (Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé et al.,

2002). La ceinture pluvieuse des côtes africaines s'élargit, sans toutefois s'enfoncer profondément à l'intérieur du continent.

De par sa position géographique entre le désert du Sahara au nord et le golfe de Guinée au sud, l'Afrique de l'ouest présente un gradient de précipitations entre le nord et le sud de la zone lié à la mousson ouest africaine. D'environ 2000 mm/an sur la côte sud (environ 5° de latitude), les précipitations sont inférieures à 100mm/an, à la lisière du désert du Sahara (environ 17° de latitude). Essentiellement concentrées durant la saison des pluies ayant lieu l'été, les précipitations sur la zone dépendent donc intrinsèquement de la mousson.

1.3. Les zones éco-climatiques

Le cumul pluviométrique conjugué à la longueur de la saison des pluies et à la végétation en découlant permet de délimiter de grandes zones éco-climatiques. Ainsi, cinq zones principales sont identifiées, réparties suivant des bandes de latitudes sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Trochain 1940, Monod 1957, Boudet 1974, Le Houerou 1976). Celles-ci, en allant du nord au sud, sont le désert du Sahara, la zone sahélienne, la zone soudano-sahélienne, la zone soudanienne et la zone de forêt tropicale (zone guinéenne). Ces cinq zones sont représentées avec leurs isohyets respectifs sur la Figure 17.

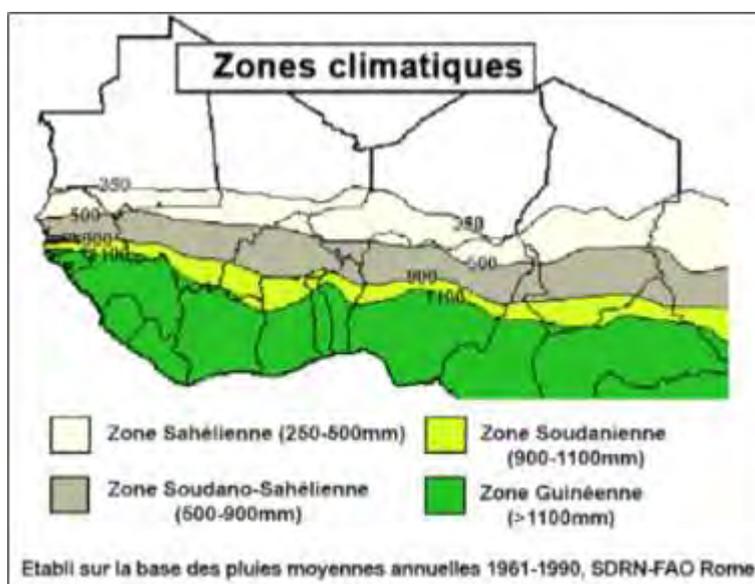


Figure 17 - Les principales zones éco-climatiques en Afrique de l'Ouest, avec leur pluviométrie associée (source: FAO)

Compte tenu du gradient de précipitation inhérent à ces cinq zones latitudinales, chaque zone a une flore dédiée, liée à la durée de la mousson ouest-africaine moyenne dans

chacune d'elle. Ainsi, la faible durée de la saison des pluies au nord à la frontière du Sahara, de l'ordre de 1 à 3 mois, induit une végétation éparse et rare. Au contraire, au sud les précipitations abondantes une grande partie de l'année mènent à une végétation luxuriante et humide.

Le gradient s'étendant sur un transect nord-sud de 2 500 km permet donc de suivre une grande variété de surfaces, chacune d'elle présentant des variations d'humidité des sols plus ou moins fortes suivant l'impact de la mousson. Cet aspect saison sèche/saison humide permet d'étudier la sensibilité des systèmes radar spatiaux à ces changements de propriétés de surface dans le temps et à l'échelle régionale.

1.4. La zone sahélienne, marqueur de la mousson ouest-africaine

Le Sahel (de l'arabe ساحل *sahel* signifiant *côte* ou *frontière*) désigne une bande de territoires compris approximativement entre 14°N et 17°N de latitude, allant de l'Atlantique à l'ouest à la mer rouge à l'est (Figure 18). Il marque la transition entre le domaine saharien désertique au nord et les savanes du domaine soudanien au sud

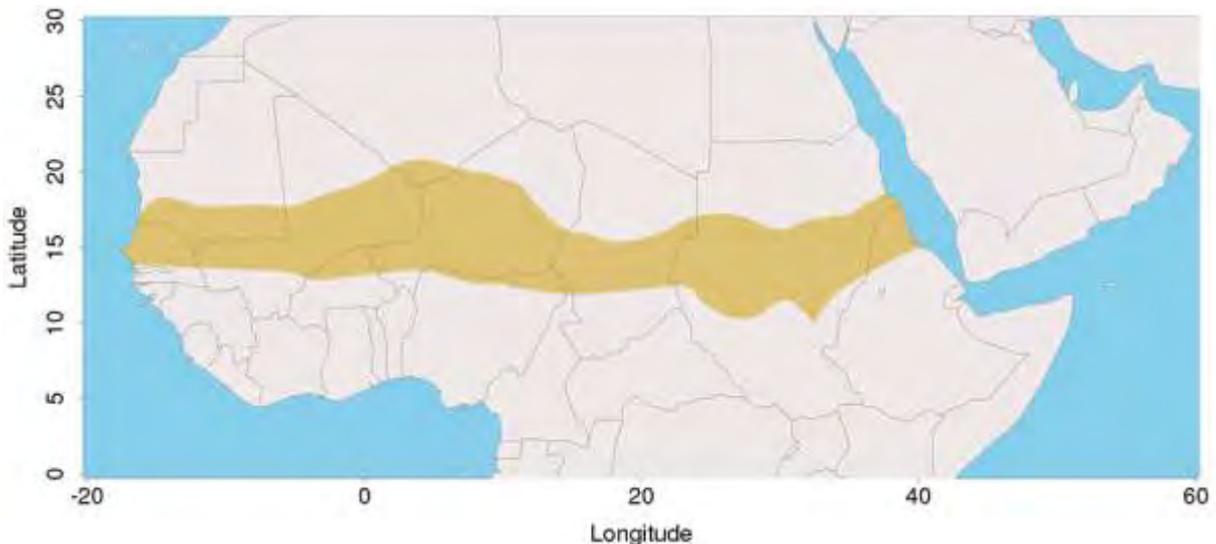


Figure 18 - Localisation de la zone sahélienne (marron) en Afrique.

Le Sahel possède un climat semi-aride chaud. Néanmoins il se produit une alternance marquée entre une saison humide estivale plus ou moins courte et une longue saison sèche centrée sur l'hiver elle-même subdivisée en une saison sèche et froide, suivie d'une saison sèche et chaude, qui se termine lorsque les pluies commencent.

La saison sèche est très intense au Sahel. En saison sèche, les alizés continentaux, chauds et secs tels que l'harmattan, vent de nord ou de nord-est venant du Sahara soufflent

constamment sur l'ensemble de la zone et y garantissent un climat chaud, très sec et très ensoleillé pendant une très longue durée, entre 8 et 10 mois de l'année. En saison des pluies, les alizés associés au régime anticyclonique s'interrompent provisoirement et laissent place à la mousson, flux d'air chaud et humide associé au régime dépressionnaire de la zone de convergence intertropicale qui apporte son lot de nuages, de pluies et d'humidité. C'est le seul moment de l'année où la pluie est largement susceptible de se produire en grande quantité. Toutefois, certaines années, la mousson peut ne pas monter suffisamment en latitude pour atteindre les régions sahéliennes et y donner des pluies abondantes, d'où des épisodes de sécheresse extrême et prolongée.

Une caractéristique propre aux régions sahéliennes est que le niveau des précipitations annuelles est principalement lié au nombre de jours de pluie et à leur intensité. Des données acquises sur plusieurs années dans le cadre du Service d'Observation (SO) AMMA-CATCH (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine – Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) ont permis de préciser la nature de ces précipitations et leur cycle dans la journée. A titre d'exemple, dans le nord et le centre de la région du Gourma au Mali, le maximum de pluie est repéré en fin d'après-midi et au petit matin, et les minima à midi. Au sud, seul le minimum ne s'exprime pas aussi fortement. Depuis les années 1950, la distribution des précipitations au cours de la saison des pluies a varié. La saison humide actuellement est plus courte de 20 jours par rapport aux années 1950 dans le sud de la zone, mais avec des pluies plus importantes (Frappart et al., 2009).

1.5. La région du Gourma, au Mali

Dans le cadre du SO AMMA-CATCH, des mesures de terrain sont disponibles sur une durée de 30 ans dans la région sahélienne du Gourma au Mali, aussi bien sur la pluviométrie que sur la nature des sols, le climat, la végétation et la topographie de cette région. C'est un des sites principaux de l'étude régionale ; c'est également le site dédié à l'étude des relations entre humidité du sol et rétrodiffusion considéré dans le reste des travaux de cette thèse.

La région du Gourma est localisée dans le Sahel, et est enserré entre les isohyètes annuels de 150 mm au nord et 500 mm au sud (voir Figure 19 et Figure 20). La distribution des pluies est strictement monomodale avec des précipitations allant de juin à septembre, avec un maximum en août. Cette zone, située entre les coordonnées (1°O – 2°O, 14.5° N – 17.5° N), couvre environ 36 000 km², le long d'un gradient climatique s'étendant du sud du Sahel à la transition sahel-saharienne.

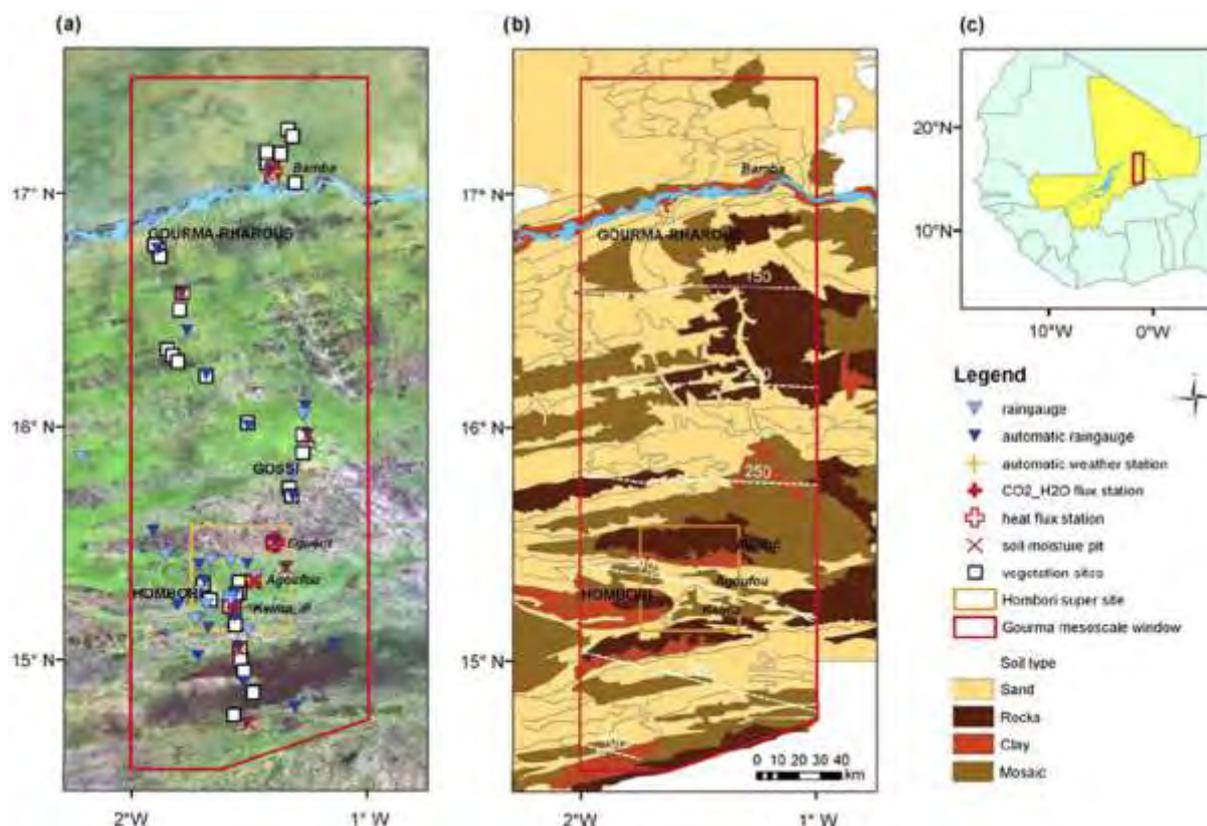


Figure 19 – a) et c) : Localisation du site méso-échelle du Gourma (14,5-17,5°N, 1-2°O), montrant les trois sites d'étude imbriqués (site du Gourma méso-échelle, Hombori site super-échelle et Agoufou, Eguerit et Kelma sites locaux), superposés à une image composite en fausses couleurs Landsat. La figure montre les réseaux d'instrumentation et de surveillance de la végétation. Les surfaces en vert correspondent à une végétation de type savanne sur un sol sableux. Les surfaces roses correspondent aux surfaces rocheuses et gravillonnaires, telles que les surfaces latéritiques. Les textures fines des sols limoneux sont représentées par les surfaces blanches. b) Types de sols dominants à méso-échelle. Sont également indiqués les isohyètes moyennes estimées sur la période 1970-1989 (se référer à Frappart et al., 2009). (source : Mougin et al., 2009.)

La région du Gourma se situe à la limite nord de la mousson ouest africaine, ce qui implique deux saisons principales sur la zone : une saison sèche, qui s'étend sur 8 mois au sud de la zone (d'octobre à mai), et jusqu'à 10 mois au nord (de septembre à juin), et une saison des pluies de 2 mois au nord à 4 mois au sud. La saison des pluies concentre à elle seule 90% des précipitations annuelles dans cette région (Frappart et al. 2009).

Sur la Figure 20, nous pouvons ainsi voir que les isohyètes diminuent en intensité au fur et à mesure que l'on se rapproche du nord du Gourma. Nous pouvons aussi remarquer les variations d'une décennie à l'autre, suivant que l'on soit en période humide (années 50-60), ou bien en période de sécheresse (années 70-80). A noter aussi que les jours de pluie sont fréquemment entrecoupés de courtes périodes sèches de 5 à 10 jours sur l'ensemble de la zone du Gourma (Mougin et al., 2009), cette tendance augmentant avec la latitude.

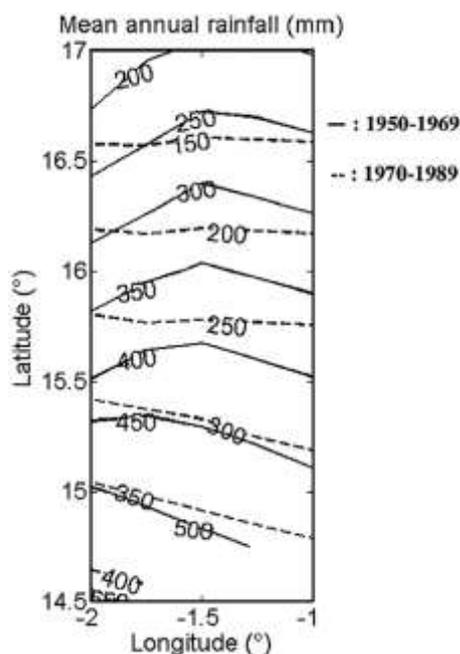


Figure 20 – Isohyètes sur la zone du Gourma, pour la période allant de 1950 à 1969, ou pour celle allant de 1970 à 1989 (Frappart et al., 2009).

Au moyen de 32 pluviomètres automatiques, en plus des 15 pluviomètres manuels – dont 8 appartiennent au réseau météo malien, nous disposons d'un suivi régulier des pluies sur une longue période pour le nord, le centre et le sud de la zone sahélienne dans la région du Gourma (Mougin et al., 2009).

1.5.1. Nature du sol

La région du Gourma présente trois types différents de sols : sableux, argileux, ou rocheux. Les sols sableux sont largement dominants, avec 60% de la zone d'étude, pour 10% de sols argileux et 30% de sols rocheux (Mougin et al., 2009). En plus de ces trois principaux types de surface, des systèmes alluviaux rémanents et des dépressions lacustres forment un réseau de vallées étroites souvent localisées entre des sols sableux et peu profonds. Les surfaces en eau pérennes sont très rares et très variables, le fleuve Niger représentant la quasi-totalité de l'eau de surface sur la région. Lors de la saison humide, de par la nature endoréique de la région, des mares temporaires se créent et disparaissent petit à petit durant la longue saison sèche, par infiltration totale dans le sol ou évaporation. Notons au passage que le nombre de mares éphémères a tendance à augmenter avec le temps, tout en ayant une durée de vie de plus en plus longue (Gardelle et al., 2010).

1.5.2. La végétation dans la région du Gourma

La végétation typique est une savane arbustive comprenant une strate herbacée, très réactive aux pluies, et une strate arbustive clairsemée. La strate herbacée se développe après les premières pluies et se dessèche à la fin de la saison pluvieuse.

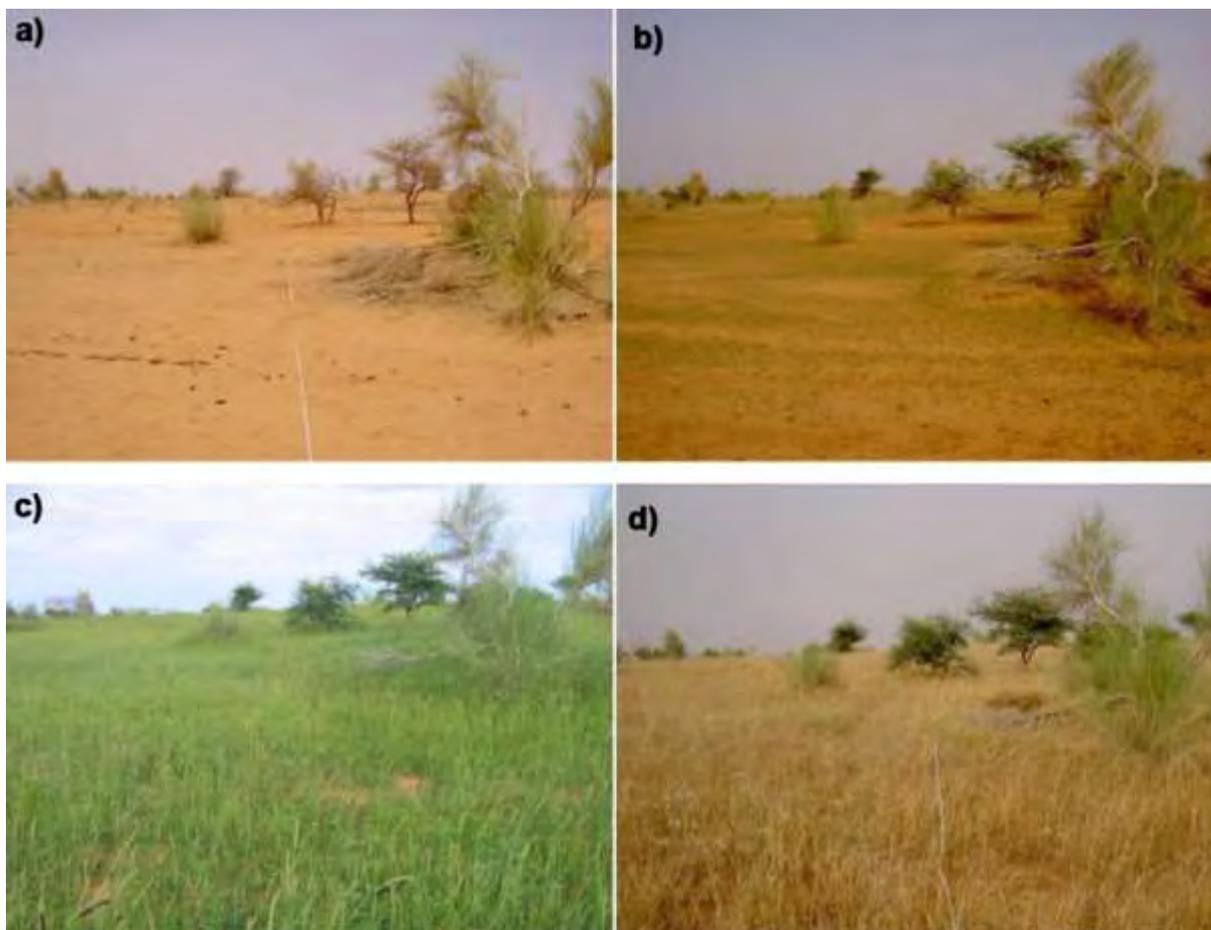


Figure 21 - Illustration de la dynamique annuelle du couvert végétal sur le site d'Agoufou, dans le désert malien en 2005. A) Le 8 avril ; b) le 17 juin ; c) le 19 août ; d) le 28 septembre. (Photos : AMMA-CATCH)

2. Apport de la visée radar nadir par rapport à la visée latérale : étude aux échelles régionales et locales sur l’Afrique de l’Ouest en bandes C et Ku

2.1. But de l’étude et méthodologie

Cette étude a pour but principal d’analyser les variations du coefficient de rétrodiffusion en provenance de radar altimétriques et diffusiométriques en bandes C et Ku, sur diverses zones d’Afrique de l’Ouest, et à différents angles d’incidence pour les relier aux propriétés de la surface. La première étape est d’étudier les variations spatio-temporelles des coefficients de rétrodiffusion en provenance de radars altimétriques et diffusiométriques, à grande échelle, le long de transects nord-sud choisis. La seconde consiste à analyser finement ces variations sur des sites représentatifs des zones éco-climatiques d’Afrique de l’Ouest en les comparant à celles des précipitations (TRMM), d’estimations de l’humidité du sol (AMSR-E/VUA) et du couvert végétal (MODIS-NDVI). Il est ainsi possible, en comparant les données altimétriques et diffusiométriques, de caractériser la complémentarité entre observations au nadir et celles obtenues par un capteur à visée latérale (autour de 45°) sur les diverses zones d’étude.

2.2. Principaux résultats

L’observation des coefficients de rétrodiffusion sur les zones étudiées de l’Afrique de l’Ouest amène plusieurs résultats concernant la rétrodiffusion altimétrique (visée au nadir) et diffusiométrique (visée latérale). Les signaux rétrodiffusés par altimétrie varient de 0 à +40 dB aux bandes C et Ku, quand ceux-ci s’étalent de -35 à -5 dB en diffusiométrie. Il apparaît également que les coefficients de rétrodiffusion sont plus importants en bande C qu’en bande Ku. Ceci est dû à une tache de mesure au sol plus grande et présentant plus d’inhomogénéités qu’en bande Ku, conjointement à une interaction avec la surface d’observation différentes en bandes C et Ku. En effet, la plus grande longueur d’onde en bande C par rapport à la bande Ku (5 cm par rapport à 2.3 cm) fait que la surface apparaît plus lisse en bande C qu’en bande Ku, augmentant la rétrodiffusion au nadir.

Pour les deux bandes de fréquence considérées, altimètres comme diffusiomètres montrent une saisonnalité très marquée, avec des valeurs plus importantes en saison humide qu’en saison sèche sur les sites de savanes. Ceci implique des variations de l’ordre de 20 dB pour l’altimétrie, et de l’ordre de 8 dB pour les diffusiomètres. La principale différence entre les deux capteurs réside dans le fait que l’altimétrie réagit en premier par rapport à la diffusiométrie au changement d’humidité du sol. Ceci est dû à une plus grande

sensibilité à l'humidité du sol au nadir par rapport à la visée latérale, cette dernière apportant une contribution mixte entre humidité du sol et végétation.

Ainsi, sur les régions semi-arides telles que les savanes d'Afrique de l'Ouest, le coefficient de rétrodiffusion suit le régime de mousson : les précipitations déclenchent une hausse de l'humidité du sol induisant une rétrodiffusion radar plus importante, d'abord pour l'altimétrie, puis avec la croissance de la végétation, pour la diffusiométrie.

2.3. Discussion autour des résultats

Cette étude macroscopique, qui couvre les zones éco-climatiques d'Afrique de l'Ouest, analyse les variations des signaux radars en provenance d'altimètres et de diffusiomètres dans le temps. En particulier, l'impact de la mousson sur les coefficients de rétrodiffusion est mis en avant pour les zones semi-arides, montrant que l'altimétrie radar permet de suivre les variations d'humidité superficielle du sol.

Toutefois, les surfaces couvertes par les taches de mesure altimétriques peuvent également montrer de fortes inhomogénéités. La présence de petites mares et/ou de lacs influe sur la rétrodiffusion altimétrique, mais il est difficile à l'heure actuelle d'évaluer l'impact de ces surfaces en eau sur le coefficient de rétrodiffusion altimétrique. La végétation impacte moins les données radar au nadir que les données radar à visée latérale, mais cet impact n'est toujours pas quantifié. De plus, le lien entre coefficient de rétrodiffusion altimétrique et humidité du sol est certes montré, mais il n'est pas encore quantifié.

3. La mesure altimétrique en tant qu'instrument de suivi de l'humidité du sol en bandes S et Ku avec ENVISAT RA-2

3.1. But de l'étude et méthodologie

L'étude précédente (voir 2.) a pu montrer le lien existant entre le coefficient de rétrodiffusion mesuré par un instrument radar et l'humidité superficielle du sol, via l'impact de cette dernière sur les variations de la permittivité diélectrique du sol. Toutefois, la quantification au nadir de ce lien à partir de données spatiales n'a pas – à notre connaissance – été faite.

Ceci est la raison principale qui a conduit à mener cette étude, qui se concentre pour l'essentiel sur la comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion mesurés par le radar altimétrique RA-2 à bord du satellite européen ENVISAT, et des données d'humidité du sol in-situ sur la zone du Gourma au Mali. Le potentiel d'utilisation des données altimétriques pour l'estimation de l'humidité du sol en zone semi-aride est ensuite étudié.

3.2. Principaux résultats

Cette étude montre, comme la précédente, que les coefficients de rétrodiffusion en provenance d'ENVISAT RA-2 en bande S et Ku sont reliés aux variations d'humidité du sol de surface. La corrélation entre les coefficients de rétrodiffusion et les variations d'humidité du sol sur certains sites bien précis du Gourma est bonne, notamment en bande Ku. Cette corrélation dépend de la distance entre le site de mesure in-situ et la trace altimétrique, de la présence d'eau de surface dans la tache de mesure au sol, de la topographie du site, et de l'algorithme de retracking choisi pour le coefficient de rétrodiffusion. Les données à 18 Hz (algorithmes de retracking Ice-1, Ice-2 et Sea Ice) fournissent de meilleurs résultats que celles à 1 Hz (algorithme de retracking Ocean), en raison de la forte hétérogénéité spatiale de l'humidité superficielle des sols.

La relation entre l'humidité du sol superficielle et le coefficient de rétrodiffusion sur les sols sableux apparaît linéaire, ce qui permet d'estimer directement l'humidité du sol à partir des coefficients de rétrodiffusion altimétrique. Il est également mis en avant que le couvert végétal, peu dense sur la zone d'étude, a un faible impact sur le coefficient de rétrodiffusion au nadir.

3.3. Discussion autour des résultats et conclusion

L'étude de la rétrodiffusion altimétrique sur le Gourma, et sa comparaison avec des séries temporelles d'humidité du sol in-situ, a permis de quantifier le lien existant entre humidité du sol et rétrodiffusion altimétrique en zone semi-aride. Il a ainsi été possible d'estimer

l'humidité du sol sur des sites sableux directement à partir des coefficients de rétrodiffusion altimétriques en bande Ku.

En particulier, la corrélation entre les mesures d'humidité du sol in-situ et les coefficients de rétrodiffusion altimétriques est la meilleure pour le site d'Agoufou. Or, au vu des études ultérieures à cet article (voir notamment le Chapitre V), j'aurais plutôt tendance à dire, à l'heure où je rédige ce manuscrit, que le coefficient de rétrodiffusion pour le site d'Agoufou, évolue avec la taille de la mare, conjointement à la variation d'humidité des sols environnants les mares. En effet, les valeurs de surface présentées dans Gardelle et al. (2010) semblent concorder avec l'évolution du coefficient de rétrodiffusion mesurée par altimétrie (Figure 22). La corrélation obtenue entre la taille de la mare d'Agoufou et le coefficient de rétrodiffusion altimétrique est de 0,58, ce qui laisse penser que la surface de la mare pourrait avoir une influence sur le coefficient de rétrodiffusion spécifiquement pour ce site. Le fait que la mare d'Agoufou, qui est la résultante d'un système hydraulique endoréique, se remplit avec les précipitations, concentrées sur la saison des pluies (de juin à septembre pour Agoufou), implique donc la double contribution de la mare et de l'humidité du sol sur le coefficient de rétrodiffusion altimétrique. Des études plus poussées permettraient éventuellement de pouvoir séparer les deux composantes (mare et sol humide) dans ce cas spécifique, éventuellement en utilisant le programme de modélisation CALM (voir les chapitres IV et V).

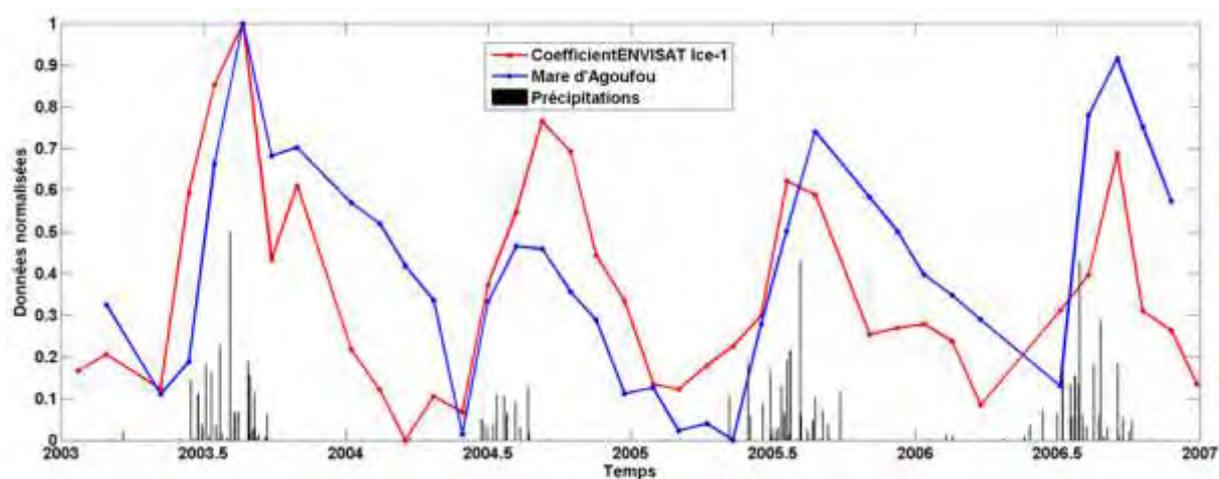


Figure 22 – Séries temporelles normalisées sur le site d'Agoufou du coefficient de rétrodiffusion Ice-1 en bande Ku d'ENVISAT RA-2 et de la surface de la mare interpolée temporellement. Les précipitations sont également indiquées à titre informatif.

4. Publications relatives aux études

4.1. Publication : « Spaceborne altimetry and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-bands over West Africa »

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié en 2015, dont l'intégralité constitue la section suivante.

Les co-auteurs sont : Christophe Fatras, Frédéric Frappart, Eric Mougin, Pierre-Louis Frison, Gayane Faye, Pierre Borderies et Lionel Jarlan.

Publié dans Remote Sensing of Environment en mars 2015.

Volume 159, pages 117–133



Spaceborne altimetry and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-bands over West Africa



C. Fatras^{a,b,*}, F. Frappart^{a,c,d}, E. Mougin^a, P.-L. Frison^e, G. Faye^{f,g}, P. Borderies^b, L. Jarlan^h

^a Université de Toulouse, OMP-GET, UMS563, CNRS/IRD/UPS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^b Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques (ONERA), 2 Avenue Edouard Belin, 31055 Toulouse Cedex 4, France

^c Université de Toulouse, OMP-LEGOS, UMS566, CNRS/CNRS/IRD/UPS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^e Université Paris Est, Marne-la-Vallée, 5 boulevard Descartes, Champs-sur-Marne, 77454 Marne-la-Vallée Cedex 2, France

^f Laboratoire de Télé-détection Appliquée (IST/EST), Université Cheikh Anta Diop, BP 5005 Dakar-Fann, Senegal

^g Centre de Suivi Ecologique (CSE), rue Léon Gontran Damas, Fann Résidence, BP 15532 Dakar-Fann, Senegal

^h CESBIO 8 avenue, Edouard Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse cedex 9, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 May 2014

Received in revised form 3 November 2014

Accepted 8 December 2014

Available online 29 December 2014

Keywords:

Radar altimetry

Radar scatterometry

Surface properties

West Africa

ABSTRACT

This study presents a comprehensive comparison of radar signatures acquired over West Africa (between latitudes 0°–25°N and longitudes 5°W–25°E) at both C- and Ku-bands using nadir-looking altimeters (35-day orbital period ENVISAT RA-2 over 2003–2010 and 10-day orbital period Jason-2 over mid-2008–2011) and side-looking scatterometers (QuikSCAT over 2003–2009 and ASCAT over mid-2008–2011) that covers the major bioclimatic zones, soil and vegetation types encountered in this region.

The backscattering coefficient's time series measured by both radar instruments are generated over regional transects and local sites. Meridian transects from the wet tropics to the arid regions of the Sahara desert demonstrate the spatial and temporal changes of the radar response over the West African bioclimatic gradient in terms of surface roughness, land cover and soil wetness. Nadir-looking altimetry appears more sensitive to variations of surface soil moisture than side-looking scatterometry at both C- and Ku-bands. In contrast, the impact of vegetation on the backscattered signals is found to be lower for nadir-looking instruments compared to side-looking ones.

© 2014 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Spaceborne radar sensors offer a unique opportunity for global observation of continental surfaces at different frequencies, resolution, incidence angles and polarizations. Backscattering coefficients measured by radar scatterometers and altimeters have already demonstrated strong capabilities to monitor the dynamics of key variables characterizing the continental surfaces, such as vegetation cover or surface soil moisture. Side-looking radar scatterometers, notably the C-band wind scatterometer (WSC) onboard the European Remote Sensing satellites ERS-1 (1991) and ERS-2 (1995), have proven their potential in monitoring global soil dielectric properties (Frison & Mougin, 1996b; Mougin, Lopes, Frison, & Proisy, 1995) related to surface soil moisture changes (Naeimi, Scipal, Bartalis, Hasenauer, & Wagner, 2009; Pellarin, Calvet, & Wagner, 2006; Wagner, Lemoine, & Rott, 1999; Zribi et al., 2009)

and vegetation cover (Frison & Mougin, 1996a; Frison, Mougin, & Hiernaux, 1998; Hardin, Long, & Remund, 1996; Wagner, Lemoine, Borgeaud, & Rott, 1999; Woodhouse & Hoekman, 2000) at a spatial resolution of approximately 50 km within a few days.

Initially designed to monitor the dynamic topography of the ocean, nadir-pointing radar altimeters have proven their capacities for the study of continental surfaces and for land hydrology, allowing long-term observations of water level variations of lakes (Berry, Smith, & Benveniste, 2012; Birkett, 1995; Crétaux et al., 2009), rivers (Birkett, 1998; Frappart, Calmant, Cauhopé, Seyler, & Cazenave, 2006; Santos da Silva et al., 2010) and floodplains (Frappart, Seyler, Martínez, Leon, & Cazenave, 2005; Frappart, Do Minh, et al., 2006; Frappart et al., 2012). The magnitude of radar altimeter (RA) backscattering coefficients (σ^0) is also related to the dynamics of surface properties (Legrésy et al., 2005; Papa, Legrésy, & Rémy, 2003; Prigent, Aires, Jimenez, Papa, & Roger, 2014). Spatial and temporal variations of radar altimeter backscattering coefficients were found to be related to soil roughness and surface soil moisture (SSM) changes in the Sahara and Australian deserts (Cudlip, Ridley, Strawbridge, Harris, & Rapley, 1994; Ridley, Strawbridge, Card, & Phillips, 1996). Recent studies demonstrated the

* Corresponding author at: Université de Toulouse, OMP-GET, UMS563, CNRS/IRD/UPS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Tel.: +33 5 61 33 29 85.
E-mail address: christophe.fatras@get.omp-uvp.fr (C. Fatras).

capability to retrieve SSM from ENVISAT RA-2 backscattering coefficients over semi-arid areas (Fatras, Frappart, Mougín, Grippa, & Hiernaux, 2012; <http://tethys.easprc.cse.dmu.ac.uk/SMALT/>). Although not yet demonstrated, due to their specific characteristics, complementary information on surface properties can be expected from the combined use of scatterometer and altimeter data acquired over common areas.

The main objective of this study is to provide a comprehensive analysis of the spatio-temporal variations of the backscattered signal from radar altimetry and scatterometry data along the latitudinal bioclimatic gradient of West Africa (between latitudes 0°–25°N and longitudes 5°W–25°E) at both C- (~5.3 GHz) and Ku- (~13.5 GHz) bands. West Africa has been chosen as the study region as it presents a large variety of soil types and vegetation cover, with a strong seasonality linked to the West African Monsoon characterized every year by the alternation of wet and dry seasons. The density of vegetation increases going southwards following the rainfall gradient, from no rainfall in the Sahara desert to nearly constant rainfall in the tropical forest close to the equator. The large variations in topography, surface roughness, soil moisture and vegetation allow an evaluation of different satellites to synergistically provide reliable information on surface properties.

Spatio-temporal changes are related to soil roughness, and hydrological properties in terms of surface soil moisture or presence of open water, and vegetation cover of the surface. In this study, we will present first the study zone, the radar altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2) and scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) datasets, and the complementary datasets used for the interpretation of radar signals (rainfall from TRMM, surface soil moisture from AMSR-E and NDVI from MODIS). Then, the methodology for comparing the different satellite-based data at similar spatial and temporal scales is presented. The results and discussion parts contain the analysis of the spatio-temporal variations of the backscattering coefficients along several tracks at C- and Ku-bands, the comparisons of the temporal changes of the surface responses from both altimeter and scatterometer data over eight sites representative of the West African bioclimatic gradient.

2. Data and methods

2.1. Study sites

West Africa presents a large range of bioclimatic conditions: encompassing desert areas in the North, semi-arid Sahelian and Soudanian regions, and humid tropical areas in the South. The duration of the rainy season, as well as the annual total rainfall, increases from North to South along the bioclimatic gradient (Le Barbé, Lebel, & Tapsoba, 2002; Nicholson, 1980). Along this meridian gradient of rainfall, a vegetation density gradient is also observed with the highest above-ground biomass encountered in the southern part. Eight study sites were selected, distributed in the main eco-climatic zones of West Africa namely in the Sahara (stone and sand desert sites), at the transition between Sahara and Sahel (Saharo-Sahelian site), Sahel (Sahelian site), at the transition between the Soudanian and Sahelian zones (Soudano-Sahelian site), in the Soudanian region (Soudanian site), and finally seasonal deciduous forest and humid tropical forest (Fig. 1 and Table 1). Two sub-sites are associated with each site, corresponding to the location of the altimeter tracks from ENVISAT RA-2 and Jason-2, respectively. They are chosen to be as close to each other as possible.

The stone desert sites in the Libyan desert are flat areas with small roughness (Nubian sandstone) and almost constant climate, since the Libyan Desert is known for being one of the driest parts of the world (Isnard, 1968). The sandy desert sites selected in the Ténéré region of Niger consist of sand dunes and are subject to little rainfall. Savannah sites are characterized by gently undulating sandy dunes, with moderate roughness. During the wet season, they are reached by the West African monsoon which brings heavy precipitation triggering the development of the herbaceous vegetation cover. The seasonal deciduous forest sites receive large rainfall amount during the monsoon period, and almost no precipitation during the 1–2 months dry period. Finally, the humid tropical forest does not show any seasonal variation in its canopy cover.

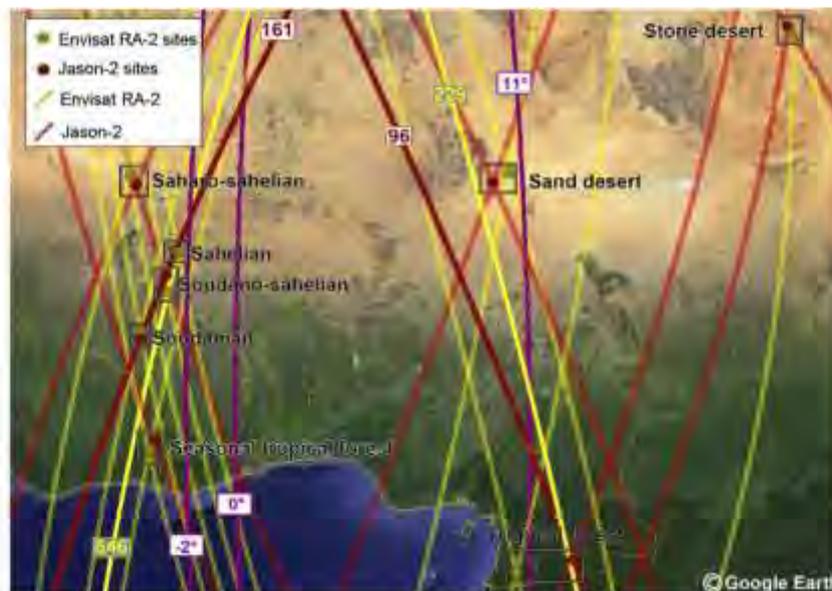


Fig. 1. Location of study sites and radar altimetry track location over West Africa. Tracks 96, 161, 229 and 846, which respective numbers are indicated in squares along the corresponding tracks, are used to analyze the seasonal variations of the backscattering coefficients along the latitudinal transect (Figs. 3–5 and S1–S4). The names of the local study sites are indicated aside from their locations, and the satellite altimetry tracks used are shown in yellow (ENVISAT RA-2) and red (Jason-2) lines. Locations of longitudes 0°, –2° and 11° are also indicated with purple lines. The last two are used for building space–time diagrams of ASCAT and QuikSCAT backscattering coefficients and MODIS NDVI.

Table 1
Study sites and corresponding locations for both C- and Ku-bands extractions.

Site	C-band		Ku-band	
	Latitude (°)	Longitude (°)	Latitude (°)	Longitude (°)
Arave desert	23.8493	74.0906	23.8152	24.2135
Sand deserts	17.1743	9.9183	17.5614	10.5610
Saharo-Sahelian savannah	17.1763	-4.2542	17.5561	-4.5283
Sahelian savannah	14.50804	-2.474	14.4672	-2.3738
Sudano-Sahelian savannah	11.5488	-2.8308	12.8978	-2.7127
Soudanian savannah	11.004	-3.8086	11.3086	-3.8029
Seasonal deciduous forest	6.9947	-1.2204	6.4814	-1.451
Tropical forest	1.9881	-12.7532	1.5056	10.5597

2.2. Altimetry data

The characteristics of the different satellites used in this study are described below and are summarized in Table 2.

2.2.1. ENVISAT RA-2 data

ENVISAT flies in a sun-synchronous polar orbit at an altitude of about 800 km, with a 35-day repeat cycle and an inclination of 98.6°, providing observations of the Earth from 81.5° latitude North to 81.5° latitude South, with a ground-track spacing of around 80 km at the Equator. RA-2 is a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at Ku- (13.575 GHz) and S- (3.2 GHz) bands (Zell, 1999). The latter is available until January 2008, and is not used in the present study. The Geophysical Data Records (GDRs) distributed by ESA (ESA, 2002) include accurate satellite positions (longitude, latitude and altitude of the satellite on its orbit) and timing, altimeter ranges, instrumental, propagation and geophysical corrections applied to the range, and several other parameters such as the backscattering coefficients.

Four different retracking algorithms are operationally applied to RA-2 raw data to provide range estimates and backscattering coefficients. Each retracking algorithm namely Ocean (Brown, 1977; Hayne, 1980), Ice-1 (Bamber, 1994; Wingham, Rapley, & Griffiths, 1986), Ice-2 (Legrésy & Rémy, 1997) and Sea Ice (Laxon, 1994) has been developed for a specific type of surface but none of them has been specifically designed for processing altimeter echoes over continental surfaces. The backscattering coefficient is directly related to the integral against time of the radar echo or waveform. Ocean and Ice-2 algorithms are based on the fit of a theoretical waveform shape corresponding to sea and ice cap surfaces to estimate precisely the position of the leading front of the waveform. The value of the backscattering coefficient is determined by integration of the theoretical waveform. For Ice-1 and Sea Ice these parameters are estimated empirically using thresholds on the amplitude of the waveform. σ^0 measurements were quite stable during ENVISAT RA-2 life-time (Pierdicca et al., 2013). The errors on the estimated σ^0 (instrument noise, orbit variations, atmosphere

interferences) are expected to be lower than 0.29 dB in the Ku-band (Pierdicca et al., 2006). The data used in this study include the satellite measurement locations and times, and the high-frequency (18 Hz) Ice-1 backscattering coefficients at the Ku-band for the considered 7 years period from January 2003 to December 2009 over West Africa. They are contained in the ENVISAT RA-2 GDRs made available by the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH, n.d).

2.2.2. Jason-2 data

The Jason-2 mission which carries onboard the Poseidon-3 altimeter was launched in June 2008 in the same orbit as TOPEX/POSEIDON and Jason-1. It was developed in the framework of cooperation between CNES, Eumetsat, NASA and NOAA. Its orbit is a prograde polar orbit at an altitude of about 1336 km, with a 9.91-day repeat cycle and an inclination of 66°, providing observations of the Earth surface from 66° latitude North to 66° latitude South, with a ground-track spacing of around 315 km at the Equator. Among the 8 instruments carried on board, Poseidon-3 is a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at two frequencies at the C- (5.3 GHz, 5.66 cm of wavelength) and Ku- (13.6 GHz/2.21 cm) bands. Backscattering coefficients retracked using Ocean and Ice-1 algorithms are available for each band. The data used in this study include the satellite measurement locations and times, and the high-frequency (20 Hz) Ice-1 backscattering coefficients at the C-band for the 4 years time period from July 2008 to December 2011. They are contained in the Jason-2 GDRs made available by the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH, n.d).

2.3. Scatterometer data

Scatterometer data were selected to have a common observation period with ENVISAT and Jason-2 data. So we chose to present the data from QuikSCAT (1999–2009) at the Ku-band and ASCAT (since 2006) at the C-band.

2.3.1. QuikSCAT data

The QuikSCAT SeaWinds scatterometer operated at 13.6 GHz (Ku-band) with two scanning pencil-beam antennas from June 1999 to November 2009. The inner beam, which corresponds to the horizontal polarization (HH), has a nominal incidence angle of 46° for a 1400 km-wide swath, while the outer beam, which corresponds to the vertical polarization (VV), has a nominal incidence angle of 54° for an 1800 km-wide swath. Along its polar orbit, QuikSCAT covers 92% of the Earth's surface daily (Kunz & Long, 2005). The data used in this study are global daily level 3 Sigma-0 gridded files browse data, which provide the mean backscattering coefficient over an integration area of $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ at HH and VV polarization. (PODAAC, n.d)

Table 2
Characteristics of the spaceborne sensors used in this study.

Sensor/satellite	Altimeter		Scatterometer		Ancillary data		
	Jason-2	ENVISAT RA-2	ASCAT	QuikSCAT	TRMM 3B42v7	AQUA-AMSR-E/VUA	AQUA-MODIS
Study period	2008–2011	2003–2009	2008–2011	2003–2009	2001–2011	2003–2011	2003–2011
Data repetition	35/97 days	35 days	1–2 days	1–2 days	Daily	1–2 days	16 days
Sensor type	Radar	Radar	Radar	Radar	Radar	Optical	Optical
Band	C, Ku	S, Ku	C	Ku	Ku	C, X	Optical
Satellite altitude	1336 km	~800 km	~822 km	803 km	350 km	718 km	705 km
Incidence angle	0°	0°	25°–65°	46° & 54.1°	–	55°	–
Swath	Circle	Circle	2 × 500 km	1800 km	–	1446 km	2330 km
Resolution at the equator	2–10 km radius	2–10 km radius	30 km × 30 km	0.2° × 0.2°	0.25° × 0.25°	0.25° × 0.25°	350 m × 250 m
Polarization	VV	VV	VV	HH & VV	–	HH & VV	–

2.3.2. ASCAT data

The METeorological Operational (METOP) Advanced SCATterometer (ASCAT), launched in June 2007 and still active, is the enhanced successor of the scatterometers flown on the European Remote Sensing (ERS-1 and ERS-2) satellites. ASCAT operates at the C-band (5.255GHz) with VV polarization. Two triplets of spatially averaged backscattering coefficient values at a spatial resolution of around 30 km and 50 km for each location along the two-sided 500 km swaths are derived from continuous observations performed by three radar antenna beams at three different azimuth angles (45°, 90°, and 135° sideward from the direction of the satellite motion) on both side of the METOP satellite (Naelmi et al., 2009). The backscattering coefficients used are the interpolated backscattering coefficients given at a spatial resolution of 30 km x 30 km following a nodal grid of 12.5 km for the period June 2007–December 2011.

2.4. TRMM rainfall product

The 3B42 TRMM V7 daily rainfall data are used at a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ from January 2003 to December 2011. This dataset is obtained by combining satellite information from passive Tropical Microwave Imager (TMI) and Precipitation Radar (PR) onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), a Japan–US satellite launched in November 1997, and the Visible and InfraRed Scanner (VIRS) onboard the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) (Huffman, Adler, Rudolf, & Keehn, 1995; Huffman et al., 2007). It is available on the Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) website: GES DISC, n.d.

2.5. AMSR-E/VUA soil moisture product

The Advanced Microwave Scanning Radiometer from the Japanese space agency onboard the Aqua (EOS PM-1) satellite is dedicated to the observation of climate and hydrology. It is a multi-frequency dual-polarized microwave radiometer operating at the C-band (6.925 GHz) and X-band (10.65 GHz) that detects faint microwave emissions from the Earth's surface and atmosphere. Various geophysical parameters can be retrieved, one of them being the surface soil moisture. Available products cover the period June 2002–October 2011. In this study, we only consider the C-band level 3 LPRM VUA (Vrije Universiteit of Amsterdam – Owe, De Jeu, & Holmes, 2008) products, which are available online (LPRM VUA, n.d) for the descending orbit, corresponding to night-time measurements (equator crossing time: 1:30 am) at a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. For savannah sites, this product was found to provide reliable estimation of SSM (Gruhler et al., 2010).

2.6. MODIS NDVI data

The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) acquires images of the earth surface in 36 spectral bands. Both red and infrared bands are used to obtain a 16-day Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) product, which is available at a global scale with a $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ resolution. Raw data could be retrieved thanks to the MODIS Land Subsets from Oak Ridge National Laboratory DAAC (DAAC, n.d).

3. Methodology

Time-variations of backscattering coefficients derived from altimetry and scatterometry are monitored i) at a regional scale along latitudinal transects, and ii) at local scale, for several specific sites (see Section 2.1). The methods used at these two spatial scales are presented below. In the following, only Ice-1 retracked high-frequency (Jason-2 C- and Ku-bands at 20 Hz and ENVISAT RA-2 Ku- band at 18 Hz) backscattering coefficients are used because they are present in the GDRs of both Jason-2 and ENVISAT RA-2 and they allow a higher along-track

spatial coverage contrary to ocean retracked ones only available at 1 Hz for ENVISAT RA-2.

3.1. Regional spatio-temporal variations

3.1.1. Along-track altimetry data

Backscattering coefficients are averaged along-track at each satellite pass at a spatial resolution of 0.008° ($\approx 1\text{ km}$) between 0° and 25°N . Spatio-temporal variations of backscattering coefficients are estimated at the Ku-band from January 2003 to December 2009 for ENVISAT RA-2 tracks 229 and 846 and at the C- and Ku-bands from June 2008 to December 2011 for Jason-2 tracks 96 and 161 (see their locations in Fig. 1).

3.1.2. Scatterometry latitudinal signatures

3.1.2.1. ASCAT data. The spatio-temporal variations of the backscattering coefficient between 0° and 25°N of latitude are estimated using ASCAT data (C-band and VV polarization) at a spatial resolution of 0.2° , along the latitudinal transects at longitude -2° and 11° (see purple lines in Fig. 1) from January 2008 to December 2011. In each $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ cell defined above, all the data acquired with an observation angle between 40° and 50° were selected, and averaged over a 5-day period to minimize the effect of the incidence angle and limit the period with a complete lack of data. This process does introduce a bias in the mean backscattering coefficient, but smaller than 1 dB compared to the 30 dB dynamic observed over the whole space–time diagram.

3.1.2.2. QuikSCAT data. The spatio-temporal variations of the backscattering coefficient between 0° and 25°N of latitude are estimated for QuikSCAT at the Ku-band and VV polarization at a spatial resolution of 0.2° , along the latitudinal transects at longitude -2° and 11° (see purple lines in Fig. 1) from January 2003 to November 2009. To minimize the measurement gaps over the whole transect, the measurements in each gridpoint were averaged over a 3-day time period.

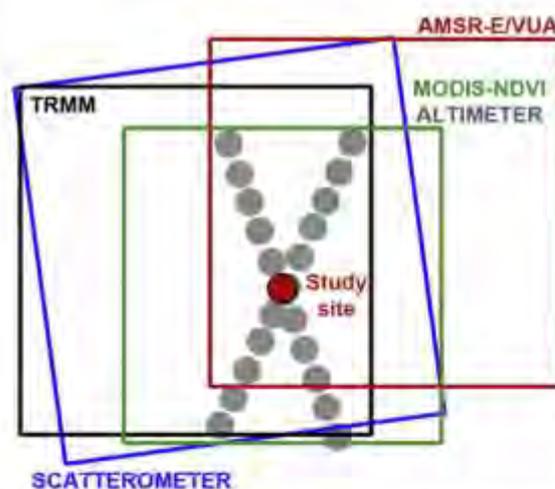


Fig. 2. Measurement configuration around a study site. The blue square stands for scatterometer measurements ($30\text{ km} \times 30\text{ km}$ for ASCAT). The green square represents the Altimeter and NDVI integration area of $25\text{ km} \times 25\text{ km}$. The black square is the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ TRMM rainfall closest cell to the study site. The red square represents the closest AMSR-E/VUA soil moisture cell ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) to the study site. The gray circles stand for the centers of the altimetry measurements falling within the $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ green square area around the study site.

3.1.3 . MODIS NDVI latitudinal signatures

The spatio-temporal variations of the MODIS NDVI are displayed between 0° and 25°N from January 2003 to December 2011. The data are extracted over the same latitudinal transects defined in Sections 3.1.2.1 and 3.1.2.2. The NDVI values are averaged along the latitudinal transect at a spatial resolution of 2 km × 2 km.

3.2 . Local time-series analysis

3.2.1 . Backscattering coefficients from radar altimetry

Considering the spatial resolution of the other satellite data (see the previous sections), all the altimetry data along the same track contained in a 0.2° × 0.2° window centered on the different study site locations are selected (Fig. 2). Time series of backscattering coefficients are obtained by averaging the backscattering coefficients contained in the selected window for each cycle and each study subsite. Outliers were removed using a 3-σ filter applied over the whole time series.

3.2.2 . Backscattering coefficients from scatterometry

3.2.2.1 . QuikSCAT data. For each site, time series are obtained by selecting the closest cell/grid point to the center of the study site (Fig. 2). The data are filtered with a 3-σ criterion over the whole time series to remove outliers.

3.2.2.2 . ASCAT data. Time series of backscattering coefficients are obtained following five successive steps: i) data located in a 0.1° × 0.1° window centered on each study site are selected, ii) only the data with an incidence angle ranging from 35° to 55° are selected, iii) a linear regression centered on a 45° incidence angle is used to normalize the data located in the selected window over time periods of 10 days, and iv) normalized data from the three beams are averaged for every time period of 10 days. The time series for each study site are then filtered out using a 3-σ criterion.

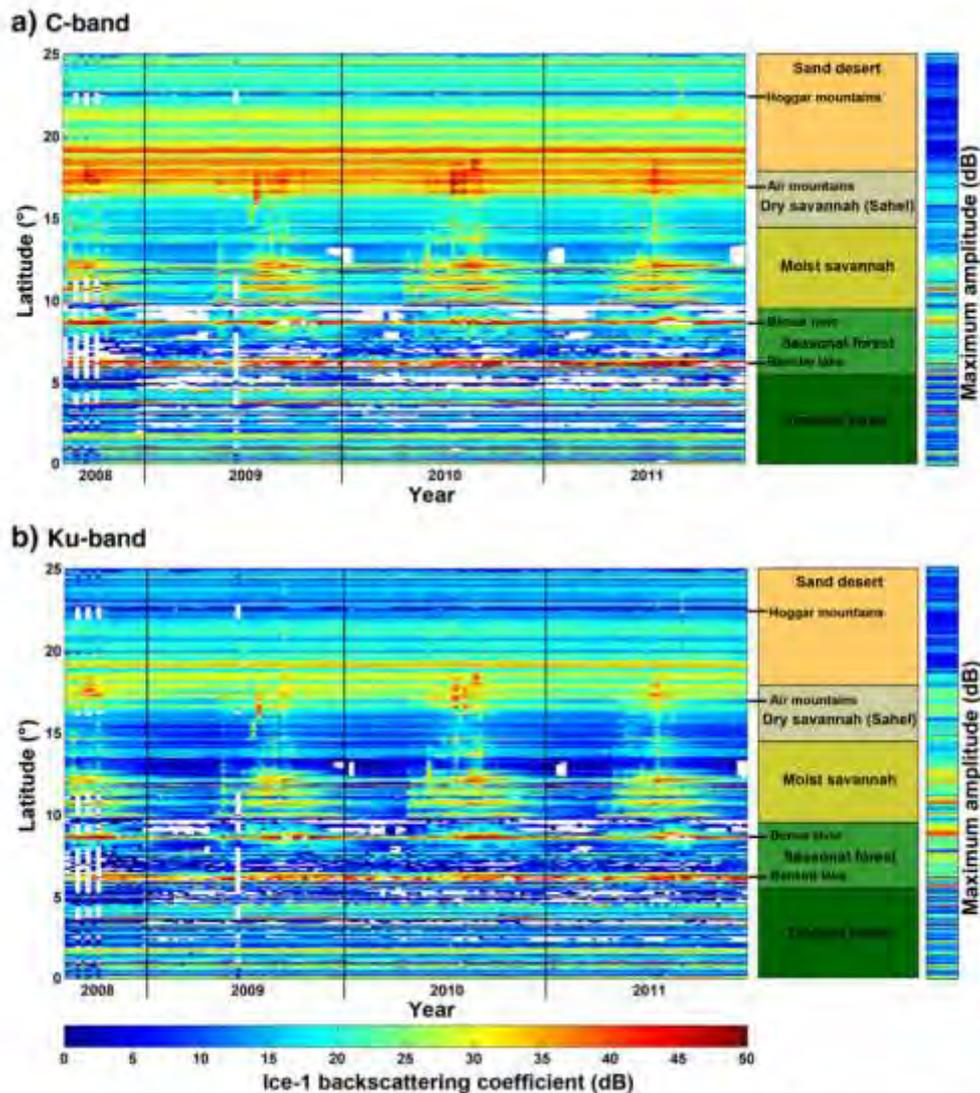


Fig. 3. Space-time diagram of Jason-2 Ice-1 backscattering coefficients over track 96 for a sampling rate in latitude of 0.08° (about 10 km): a) C-band and b) Ku-band. Blank cells correspond to missing or flagged values.

3.2.3. Rainfall from TRMM 3B42v7

Time series of daily rainfall are obtained for each study site by selecting the closest pixel to the center of the considered study site.

3.2.4. NDVI from MODIS

NDVI data at spatial resolution of 250 m × 250 m are averaged for 16 day period within the 24 km × 24 km extraction window to obtain time series from 2003 to 2011.

3.2.5. AMSR-E/UVA soil moisture product

AMSR-E/UVA data at a spatial resolution of 0.25° × 0.25° are extracted and filtered with a 3- σ criterion for each savannah site. Over deserts and forests, soil moisture information is either not relevant or inaccurately estimated, and is thus not considered in our analyses.

3.3. Correlation analysis

Time-variations of backscattering coefficients from radar altimetry and scatterometry in both C- and Ku-bands are compared to rainfall, NDVI time series, and soil moisture over savannah areas. Due to the different temporal resolutions of the datasets, and the low temporal resolution of the altimetry data (i.e., 10 and 35 days respectively for Jason-2 and ENVISAT RA-2), the first step is to select the closest data in time to the altimetry measurement date for the other data sources. For the high temporally sampled datasets from QuikSCAT, ASCAT, TRMM and AMSR-E, all the data acquired over each study site were selected between two days before and one day after the altimetry measurement time, and temporally averaged them when necessary. For NDVI data, we linearly interpolated the values at the date of the altimetry measurement. Finally, linear correlation coefficients between radar backscattering from altimeters and scatterometers and the other datasets, and their significance are estimated.

4. Results

4.1. Spatio-temporal variations of backscattering along the meridian transects

4.1.1. Radar altimetry

The latitudinal variations of the backscattering coefficient (Ice-1) between 0° and 25°N are represented as a function of time for Jason-2

in the C- and Ku-bands over June 2008–December 2011 time period for tracks 96 and 161 (Figs. 3a,b and S1) and ENVISAT RA-2 over January 2003–December 2009 time period at the Ku-band for tracks 229 and 846 (Figs. 4 and S2). Their locations, shown in Fig. 1, were chosen to examine the backscattering response of both altimeters over latitudinal transects. The Jason-2 track 96 exhibits similar topographical, climatic and ecological variations as ENVISAT RA-2 track 229, and similarly for Jason-2 track 161 and ENVISAT RA-2 track 846. Missing values correspond to a loss of tracking from the sensors onboard of the satellite, due to topographic issues (for instance mountains or sudden high grounds along track) or signal misprocessing. A large number of data are missing over most of the forested areas at C-band compared to Ku-band.

The backscattering response observed over West Africa can be divided into two groups: those stable over time and these presenting time-variations. Stable against time altimetry backscattering coefficients can be mostly found, over deserts, rivers and lakes, and tropical forests. Three different kinds of soils can be encountered over deserts: stone, sand dunes, and rocky elevations. Between 22°N and 24.5°N along track 161 of Jason-2 (Fig. S1), sand dunes are the dominant pattern, with an average backscattering coefficient of -40 dB in C-band and -30 dB in Ku-band. At the Western part of the Hoggar mountains (22.5°N), along Jason-2 track 96 (Fig. 3a, b), C-band backscattering coefficient is also -5 dB higher than Ku-band with an average value of -10 dB compared to -5 dB. At the eastern part of the Hoggar rock mountains (Algeria 22°N) and over the Air mountains (Niger 17°N) along ENVISAT RA-2 track 229 (Fig. 4), Ku-band backscattering coefficient is -15 dB. Along Jason-2 track 96 (Fig. 3) over the Bankim Lake (6°N), a difference of 5 dB is observed between both C- and Ku-bands, with a high mean level at 40 dB in C-band, and a lower mean value in Ku-band at 35 dB. Benue River at 9°N presents mean values around 45 dB. The Ivindo river in Gabon (-0.7°N), covered by track 229 of ENVISAT RA-2 (Fig. 4), presents small variations of backscattering at Ku-band with an average -37 dB.

Time-varying altimetry backscattering coefficients are found over various types of surfaces such as savannahs, temporary floodplains, wetlands and ponds, sand dunes, and seasonal forests. From 5°N to 22°N, on all the space-time diagrams can be observed the effect of the West African monsoon, characterized by strong rainfall during the wet season, at low latitudes, getting scarcer going northward. These strong rainfall events lead to an increase of the SSM that not only allows

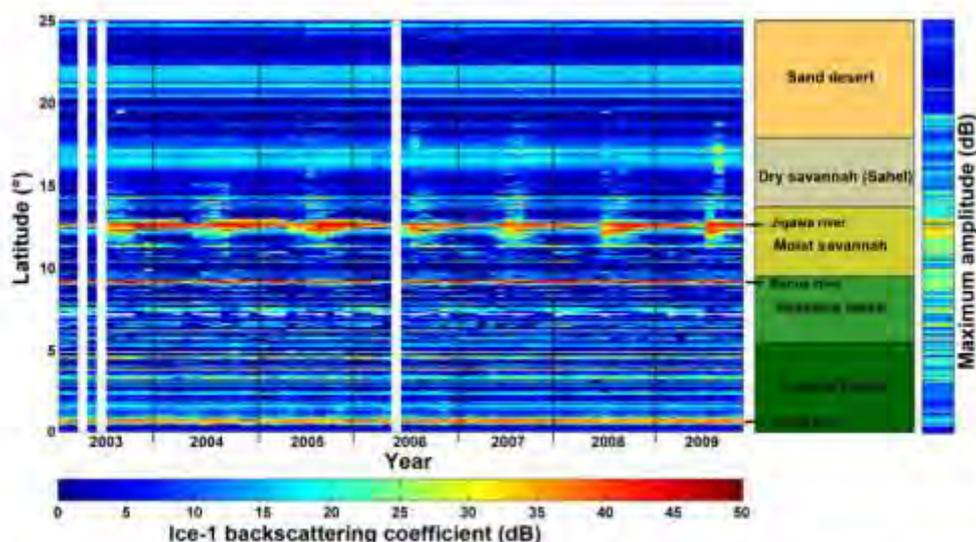


Fig. 4. Space-time diagram of ENVISAT Ku-band Ice-1 backscattering coefficients over track 229 for a sampling rate in latitude of 0.08° (about 10 km). Blank cells correspond to missing or flagged values.

the development of the vegetation (e.g., Mougin et al., 2009), but also causes a rise of the soil dielectric constant, and hence of the backscattering coefficient. The rise in the backscattering coefficient over sand dunes and plains notably reflects the changes in soil moisture during the rainy season. We observe, going northward, that the duration of the period corresponding to high values of the backscattering coefficient decreases as the wet season duration diminishes with the decreasing influence of the monsoon, to finally stop when reaching the Saharan latitudes.

Track 229 of ENVISAT RA-2 (Fig. 4) presents at 12.5°N high backscattering coefficients values corresponding to the Jigawa River and its temporarily inundated floodplain southwards during the wet season with mean values of 45 dB.

The contrast between sea and continental lands is well reflected by the backscattering levels (latitude ~5°N), as observed along track 161 of Jason-2 (Fig. S1) and along track 846 of ENVISAT RA-2 (Fig. S2). Averaged sea backscattering coefficients are 20 dB for C-band Jason-2 track 161, 13 dB for Ku-band Jason-2 track 161, and 10 dB for Ku-band ENVISAT RA-2 track 846.

Space–time diagrams, similar to those presented for Ku and C-bands, were made considering the differences between C- and Ku-band backscattering coefficients for altimetry using Jason-2 data. It is presented for Jason-2 track 96 in Fig. S3. It appears clearly that areas presenting bare and dry soils in the north exhibit higher backscattering responses (>3 dB) than areas covered with wet soils and/or covered with vegetation. Very high differences in backscattering (>10 dB) are observed over sand dunes in regions covered with savannahs and affected by the African monsoon, and important changes in backscattering are observed between the dry and the wet seasons. These differences can be accounted for the larger sensitivity of Ku-band to small scale. During the wet season, small scale roughness is reduced because of the impacts of rainfall at the surface and also because soil moisture and vegetation prevent sand particles to move.

4.1.2. Radar scatterometry

Space–time diagrams at both C- and Ku-band backscattering coefficients from ASCAT and QuikSCAT respectively along the north–south transect at longitudes around 11°W and –2°W are presented in

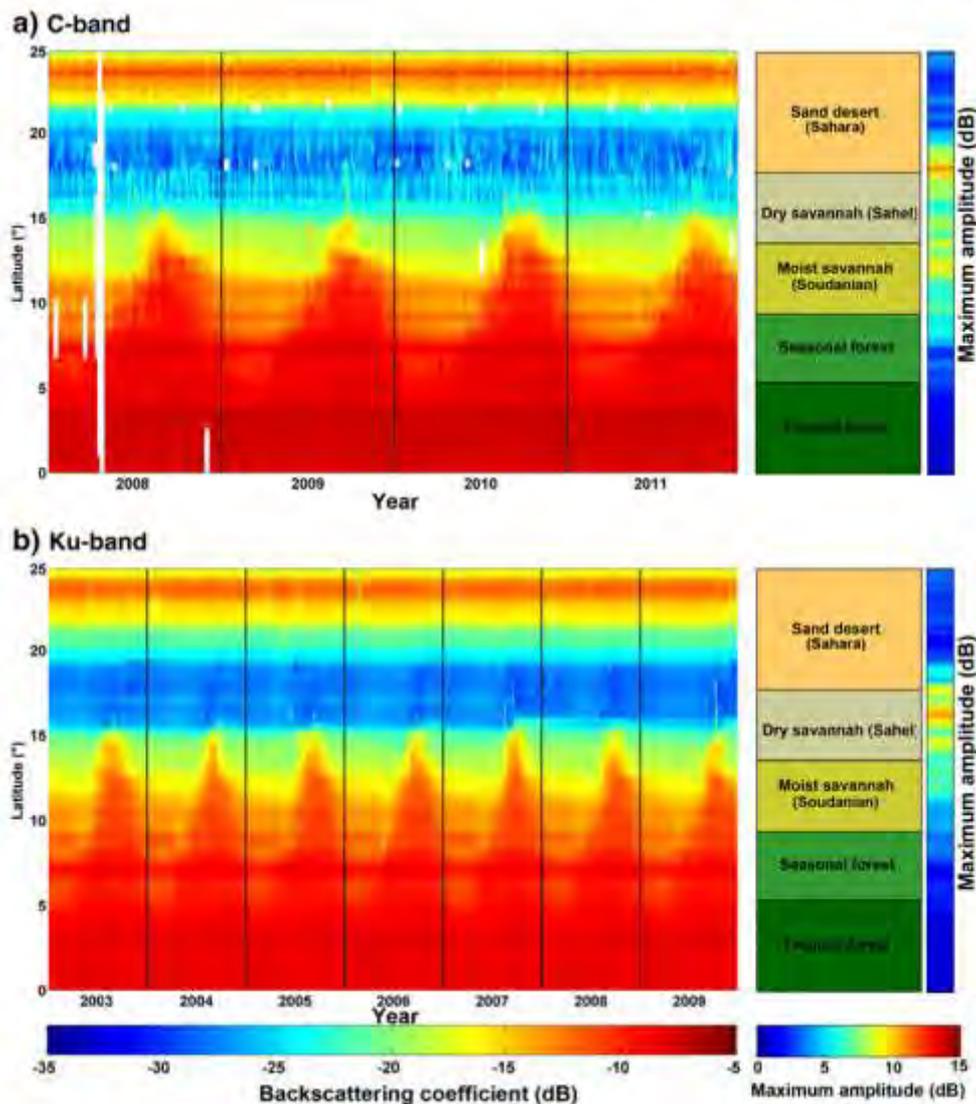


Fig. 5. Space–time diagram of backscattering coefficient at VV polarization over the north–south transect at longitude 11°, with values sampled in latitude at a resolution of 0.2°. a) ASCAT C-band and b) QuikSCAT Ku-band. Blank cells correspond to missing or flagged values.

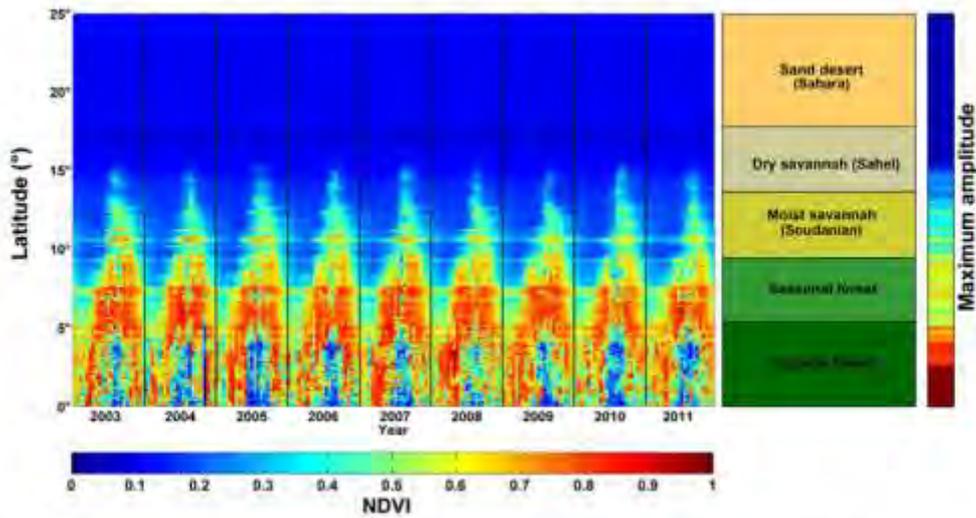


Fig. 6. Space-time diagram of MODIS NDVI coefficient over the north-south transect at longitude 11° with values averaged in latitude at a resolution of 2 km.

Figs. 5 and S4. They cover five different areas: sea, tropical forest, semi-arid areas impacted by the West African monsoon, sand dunes desert, and rocky plateau/mountains. The backscattering response observed over West Africa can be divided into two groups: those stable over time and those presenting time-variations. As with radar altimetry, stable against time scatterometry backscattering coefficients are mostly found over deserts and tropical forests. In the northern part of the study zone, between 20°–25°N, the backscattering coefficients are around –20 dB at C-band for ASCAT and around –17 dB at Ku-band for QuikSCAT over a mix of sand dunes and rocky plateau, and varying from –20 dB to –10 dB with latitude over regions corresponding to a transition between rocky mountains and plateau for both scattermeters.

The scatterometer radar response is –25 dB at C-band for ASCAT and –22 dB at Ku-band for QuikSCAT over sand dunes located between 15° and 20°N (Fig. 5), and between 17° and 20°N (Fig. S4). The backscattering coefficients are around –7 dB and –10 dB at C-band and Ku-band respectively over tropical forests that are located from 0° to 8°N in Fig. 5 and from 5° to 8°N in Fig. S4. These results are in good accordance with what was found over similar areas at C- and Ku-bands using ERS-1 WSC (Wind Scatterometer) (Frison & Mougin, 1996a) and Seasat-A Scatterometer (SASS) (Kennett & Li, 1989), respectively.

Time-varying scatterometry backscattering coefficients are mainly found over savannas and seasonal forests. From 8° to 15°N (Fig. 5),

Stone desert

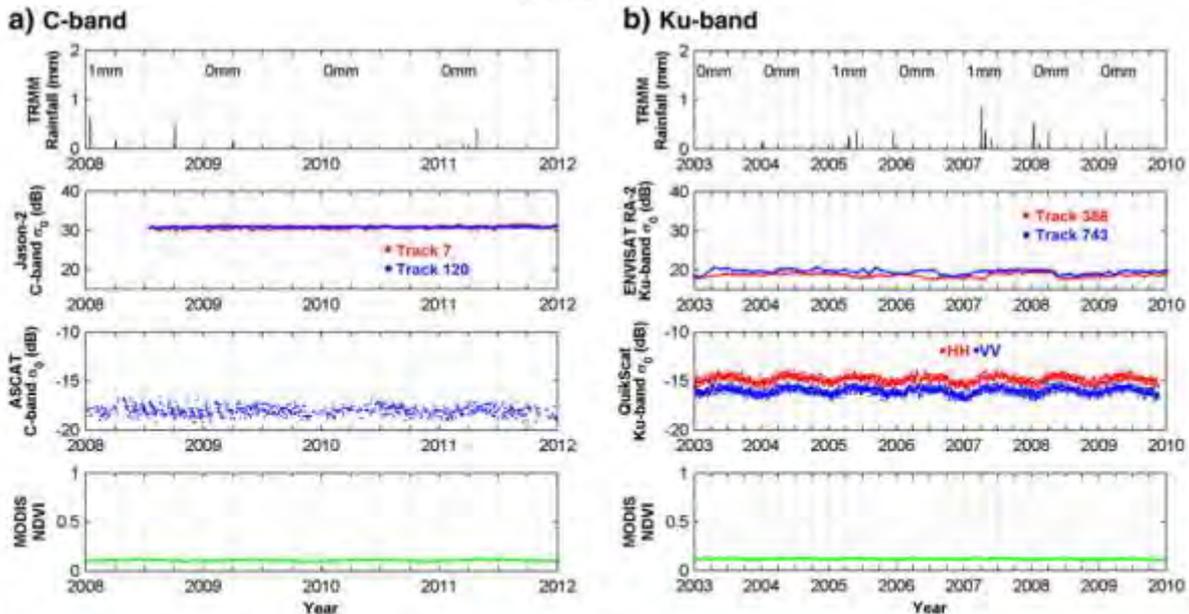


Fig. 7. Time series over Saharian stone desert: a) C-band site: rainfall, Ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for tracks 7 and 120, ASCAT scatterometer backscattering coefficients, and NDVI variations; b) Ku-band site: Ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 388 and 743, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

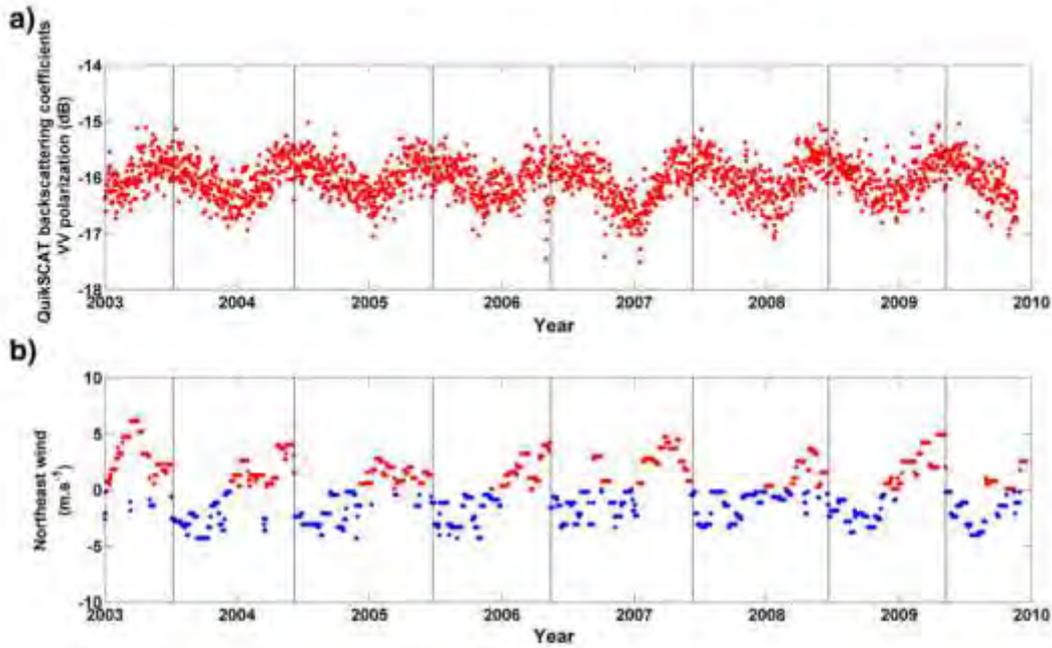


Fig. 8. Time series over the ENVISAT RA-2 stone-desert site of a) QuikSCAT backscattering coefficients at VV polarization; b) ECMWF Northeast wind principal component speed.

and from 8° to 17°N (Fig. S4), and the impact of the West African monsoon on soil moisture and vegetation activity clearly induces an increase of the backscattered coefficients during the wet season at both C- and Ku-bands. They are varying from -20 dB to -7 dB at C-band and from -22 dB to -8 dB at Ku-band along the seasonal bioclimatic cycle. High values of backscattering present a longer annual occurrence

in the south than in the north reflecting the gradient in the rainfall amount. This confirms what was already observed over similar regions at both C- and Ku-bands (Frison & Mougín, 1996a; Jarlan, Mougín, Frison, Mazzega, & Hiernaux, 2002; Kennett & Li, 1989). Due to the low resolution of scatterometry data, the signature of river or floodplain cannot be clearly detected, compared with the altimetry backscattering

Sand desert

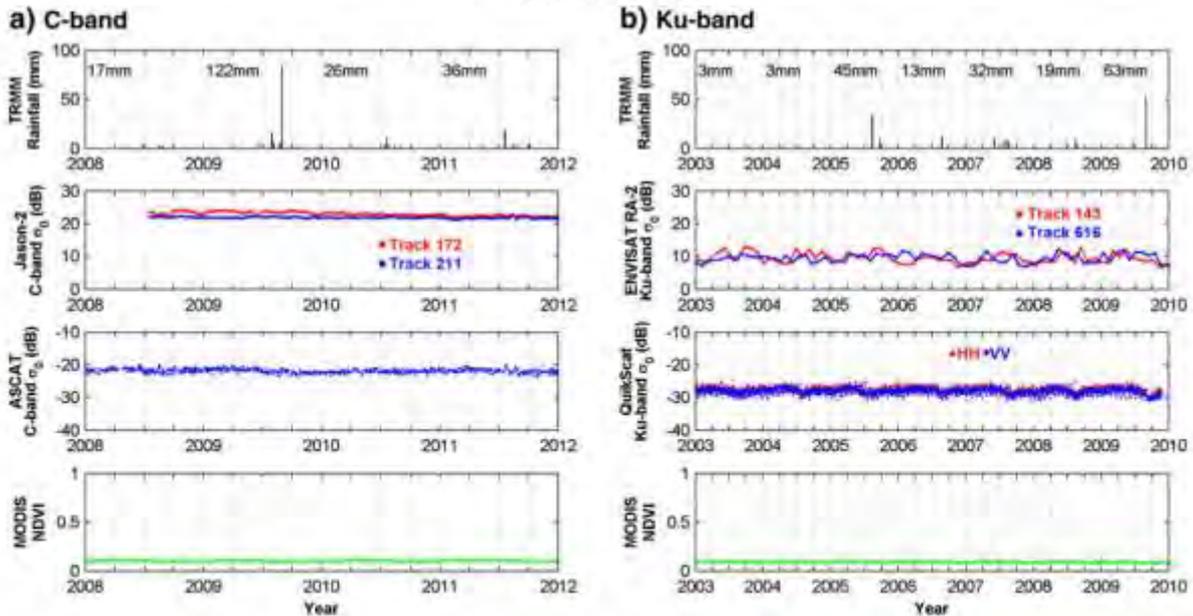


Fig. 9. Time series over Saharan sand desert sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI: a) C-band site: rainfall, ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for tracks 172 and 211, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations; b) Ku-band site: ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 143 and 616, QuikSCAT scatterometer backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

Table 3
Backscattering coefficient statistics over deserts, seasonal deciduous and tropical.

	Satellite - track	Yearly STD (dB)	Yearly dynamic (dB)	Min (dB)	Max (dB)	
Stone desert	C-band	Jason-2-007	0.33	1.52	29.91	31.42
		Jason-2-120	0.16	0.81	30.48	31.29
		ASCAT	0.45	2.61	-19.22	-16.61
	Ku-band	ENVISAT-388	0.47	2.15	17.39	19.54
		ENVISAT-743	0.56	2.62	18.07	20.69
		QuikSCAT HH	0.35	2.00	-15.88	-13.88
Sand desert	C-band	Jason-2-172	0.57	2.27	21.90	24.17
		Jason-2-211	0.21	1.83	21.12	22.75
		ASCAT	0.59	3.75	-23.71	-19.95
	Ku-band	ENVISAT-143	1.44	5.88	6.92	12.80
		ENVISAT-616	1.18	5.30	6.87	12.17
		QuikSCAT HH	0.77	5.25	-30.06	-24.81
Seasonal deciduous forest	C-band	QuikSCAT VV	0.88	6.06	-31.09	-25.03
		Jason-2-224	3.90	17.89	12.06	29.96
	Ku-band	ASCAT	0.34	1.97	-9.12	-7.15
		ENVISAT-302	2.61	13.21	2.06	15.27
		ENVISAT-631	3.76	18.17	-5.84	12.33
		QuikSCAT HH	0.47	2.87	-9.03	-6.16
Tropical forest	C-band	QuikSCAT VV	0.42	2.57	-10.43	-7.86
		Jason-2 - 96	1.44	8.17	6.78	14.85
		Jason-2-185	0.70	3.68	8.12	11.80
	Ku-band	ASCAT	0.19	1.16	-8.47	-7.31
		ENVISAT-859	5.51	22.12	7.73	29.85
		ENVISAT-902	6.31	26.51	6.66	33.17
	QuikSCAT HH	0.36	2.19	-7.92	-5.73	
	QuikSCAT VV	0.37	2.24	-9.31	-7.08	

coefficients. A more detailed analysis of the altimetry and scatterometry coefficients will be given in Section 4.2 when examining the radar response for specific sites.

4.1.3. NDVI

Space-time diagrams of MODIS NDVI data along the north-south transect at longitude 11° (Fig. 6) and at longitude -2° (Fig. S5) reflect the seasonal and interannual vegetation dynamics pattern linked to the occurrence every year of the monsoon precipitations triggering vegetation growth (Frison & Mougou, 1996a). Vegetation dynamics also reflect the West-Africa rainfall gradient. As expected, NDVI values over the Sahara are low and present no variation. In contrast, high NDVI values are observed over the tropical forest from 0° to 5°N. This region is also affected by numerous erratic values due to the presence of clouds. Along the north-south gradient of vegetation in West Africa, ranging from the Saharo-Sahelian savannas to the tropical deciduous forests, the phenology of vegetation mainly determined by rainfall is well depicted by the NDVI pattern. The duration of the rainy season as well as the amount of precipitation increases from north to south. Consequently, vegetation density roughly increases along this climatic gradient. Overall, grass and tree foliage development start at the beginning of the first rains and senescence is associated with the end of the rainy season usually in September-October. During the long dry season, there is no green vegetation apart from some living trees and shrubs. Accordingly, the Sahelian and Soudanian regions show a marked seasonality associated with the development and senescence of grasses and tree foliage during the rainy season. The vegetation cycle is particularly well depicted by the NDVI diagram. Maximum of NDVI is reached in August which corresponds to the maximum of green biomass.

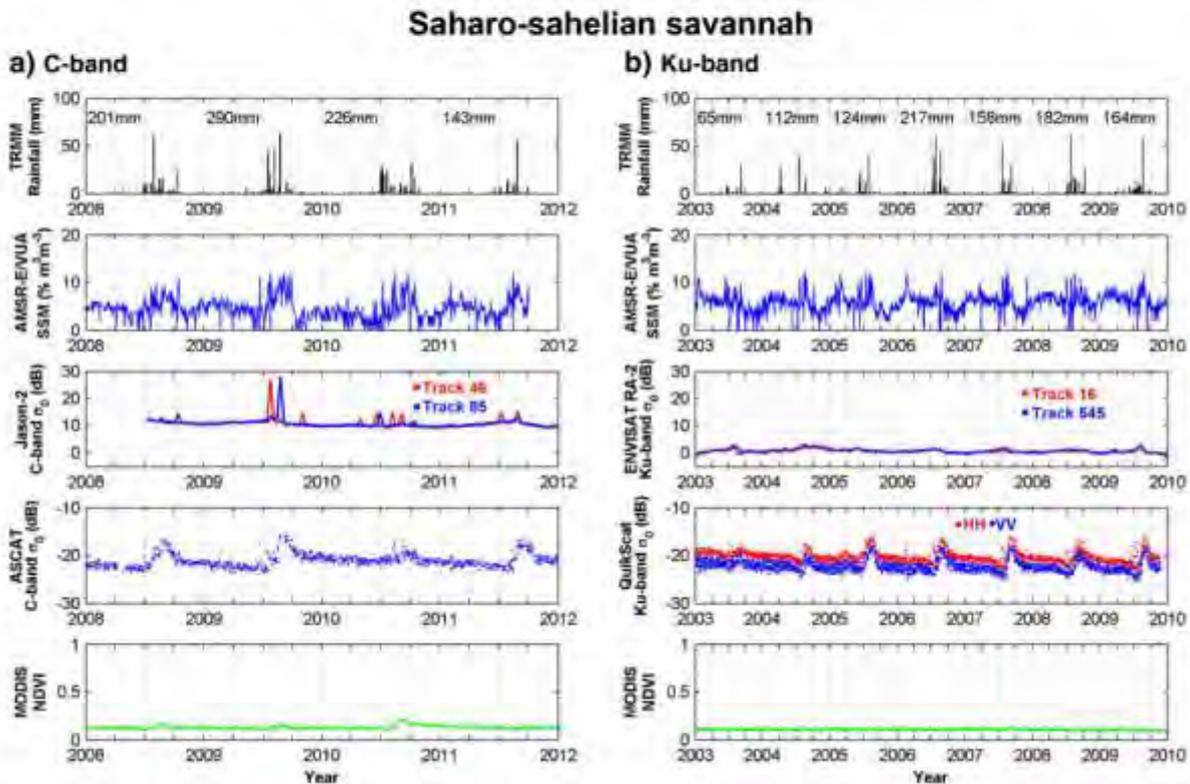


Fig. 10. Time series over Saharo-Sahelian savannah sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI: a) C-band site: rainfall, AMSR-E/VUA SSM, Jason-2 ice-1 backscattering coefficients for tracks 46 and 85, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations. b) Ku-band site: rainfall, AMSR-E/VUA SSM, ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 16 and 545, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

4.2. Times series analysis over the study sites

4.2.1. Stone desert

The stone desert site located in Libya is characterized by almost no rainfall, a SSM close to 0 and no vegetation (NDVI = 0.1). Backscattered signals from radar altimetry exhibit a very stable signature at both C- (around 30 dB) and Ku- (around 19 dB) bands from Jason-2 and ENVISAT RA-2 respectively (Fig. 7 and Table 2), in accordance with Papa et al. (2003). An offset of 10 dB is observed between the two bands, underlining the impact of wavelength and beam width on the backscattered retracked coefficients. Scatterometry exhibits tiny variations for both bands. A small seasonal signal is observed with higher values in July–August time and lower values in December–January at both C- (ASCAT) and Ku- (QuikSCAT) bands (Figs. 7 and 8a). Several hypotheses have been considered to explain this behavior, such as atmospheric variations in the total column water vapor, changes in the azimuthal angle, near surface water level or night frost impact. None of them could account for variations around 2 dB. It seems more likely that the variations observed in the backscattered signal from scatterometry are caused by seasonal changes of wind intensity and directions. These observations confirm results from electromagnetic modeling studies (Stephen & Long, 2005, 2007) showing that variations in the wind regime are responsible for small changes in surface pattern and roughness over deserts, even stone deserts covered with a thin layer of sand, causing changes in the backscattering response similar to those observed here. As it can be seen in Fig. 8b, the principal wind component in the Southwest–Northeast direction reverses twice a year in July–August and in December–January. The offset of 1 dB observed between HH and VV polarization for Ku-band scatterometer QuikSCAT (Fig. 7 and Table 2) is mainly due to the difference of

incidence angles associated with both polarizations. ASCAT and QuikSCAT VV-polarized backscattering coefficients have an offset of around 2 dB.

4.2.2. Sand desert

The sand desert sites experience low rainfall (generally less than 100 mm) and almost no vegetation (NDVI = 0.1). Altimetry backscattered responses present low variability with standard deviation lower than 0.6 and 1.5 dB at C- and Ku-bands respectively (Fig. 9). Their mean values are around 22 and 10 dB at C- and Ku-bands respectively, with larger variability at Ku-band, around 3 dB (Table 3). The response of sand dunes is quite stable over time as previously observed on TOPEX/POSEIDON and ENVISAT RA-2 backscattering coefficients over the Australian desert (Ridley et al., 1996), Takla Makan desert in Asia (Berry, Pinnock, & Wilson, 2000), and semi-arid areas in West Africa (Faiyas et al., 2012). The difference in backscattering between the C- and Ku-bands for Jason-2 is around 6 dB, in accordance with what was found by Papa et al. (2003) using only TOPEX/POSEIDON with a maximum of 9 dB. This difference between C- and Ku-bands is typical of sand desert and can be related to the difference of penetration depths at the C- and Ku-bands over sand dunes and arid regions (Ulaby, Moore, & Fung, 1982, 1986), along with different antenna apertures and footprints, the latter depending on the wavelength and the antenna diameter. The small differences between both tracks may be accounted for the different sand dune patterns below the two satellite paths over the integration area, and their variation over time (Stephen & Long, 2005). Scatterometry backscattering coefficients are also quite stable at both C- and Ku-bands. An annual cycle of 3 dB at the C-band and 4 dB at the Ku-band is yet observed likely to be caused by changes in wind intensity and directions that modify roughness of the sand dunes. There is almost no

Sahelian savannah

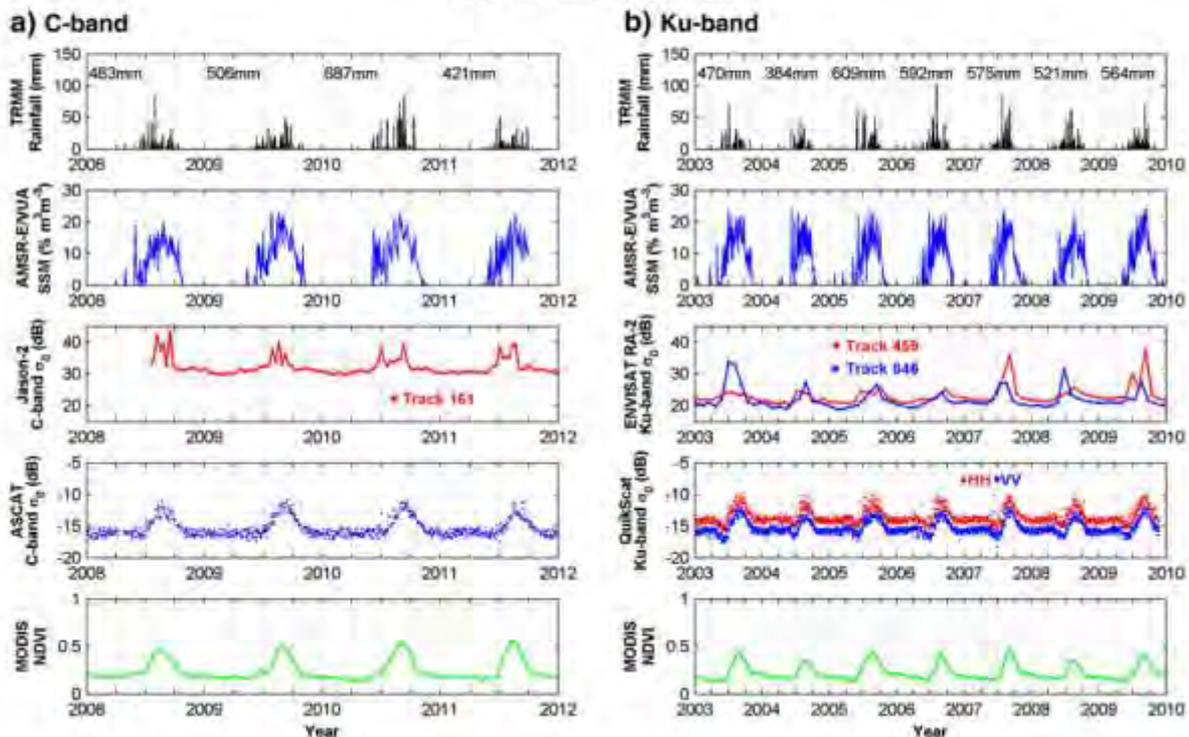


Fig. 11. Time series over Sahelian savannah sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI. a) C-band site: AMSR-E/VUA SSM, Ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for track 161, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations. b) Ku-band site: rainfall, AMSR-E/VUA surface soil moisture (SSM), Ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 459 and 846, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

offset between HH and VV polarization of Ku-band scatterometer QuikSCAT. Besides, ASCAT and QuikSCAT VV-polarized backscattering coefficients show an offset of around 6–7 dB.

4.2.3. Savannah sites

The savannah sites are characterized by a strong seasonal signal in rainfall, soil moisture, and vegetation, whose amplitude and duration increase from North to South. A marked seasonal signal can be observed in the radar backscattering responses from altimetry and scatterometry (Figs. 10–13). In the core of the dry season, from November to April, there is almost no rainfall, low SSM and almost no vegetation dynamics. Accordingly, the altimetry backscattering coefficients at both C- and Ku-bands remain constant. The difference of magnitude between the two frequencies is similar to what was previously found on sand deserts. During the rainy season, rainfalls trigger an increase of SSM and consequently vegetation activity causing an increase of the backscattering coefficients from +3.5 dB to +20 dB at the Ku-band and a decrease from +17 dB to +7 dB at the C-band in the altimetry signals, and a decrease from +7 dB to +3.5 dB at the Ku-band and from +8 dB to +4 dB at the C-band in the scatterometry signals from North to South (see Table 4). This can be attributed to a regional increase of the dielectric permittivity with the surface soil moisture following the rainfalls, which can be observed for all the savannah sites, with the annual dynamics generally diminishing from North to South. Due to higher time-sampling, backscattering coefficients from Jason-2 offer a better detection of the rainfall events than ENVISAT RA-2. Scatterometer data show clearly marked seasonal cycles, with higher values observed during the core or the rainy season. There is an offset of 1–2 dB between HH and VV polarization for the Ku-band data (QuikSCAT) due to their

different incidence angles, and globally similar variations for both polarizations, along with the same dynamics in terms of amplitude. Vegetation follows closely seasonal variations, with higher values observed during the core of the rainy season. Tables 5 & 6 present the correlation between the backscattering coefficients from altimetry and scatterometry at C- and Ku-bands respectively, and the rainfall from TRMM 3B42v7, SSM estimated using AMSR-E VUA products, and the NDVI from MODIS. Altimetry backscattering coefficients are generally more correlated with SSM than with vegetation (in average 0.8 compared to 0.7 respectively at the C-band, 0.75 compared to 0.65 respectively at Ku-band for the Sahelian, Soudano-Sahelian and Soudanian savannahs), whereas the contrary is observed with scatterometry backscattering coefficients (in average 0.75 compared to 0.9 respectively at the C-band, 0.8 compared to 0.9 respectively at Ku-band for the Sahelian, Soudano-Sahelian and Soudanian savannahs). Looking at the temporal variations of the backscattering coefficients over savannahs, altimetry signal peaks around 45 days before the scatterometry one. The time-variations of the backscattering coefficients of the altimeters (scatterometers respectively) coincide with the soil moisture (vegetation dynamics respectively) ones (Fig. 14). The low vegetation cover of the savannahs seems to impact less the nadir-looking altimetry backscattering coefficient (as previously observed by Fatras et al., 2012) than the side-looking scatterometry ones.

Temporal variations of the difference of backscattering between the C- and Ku-bands are presented in Fig. S6 for Jason-2 track 46. Time series of normalized difference of backscattering are shown over the Soudano-Sahelian savannah site from July 2008 to December 2011, along with normalized time-variations of backscattering at the C-band from ASCAT, of SSM from AMSR-E/VUA and NDVI from MODIS. The

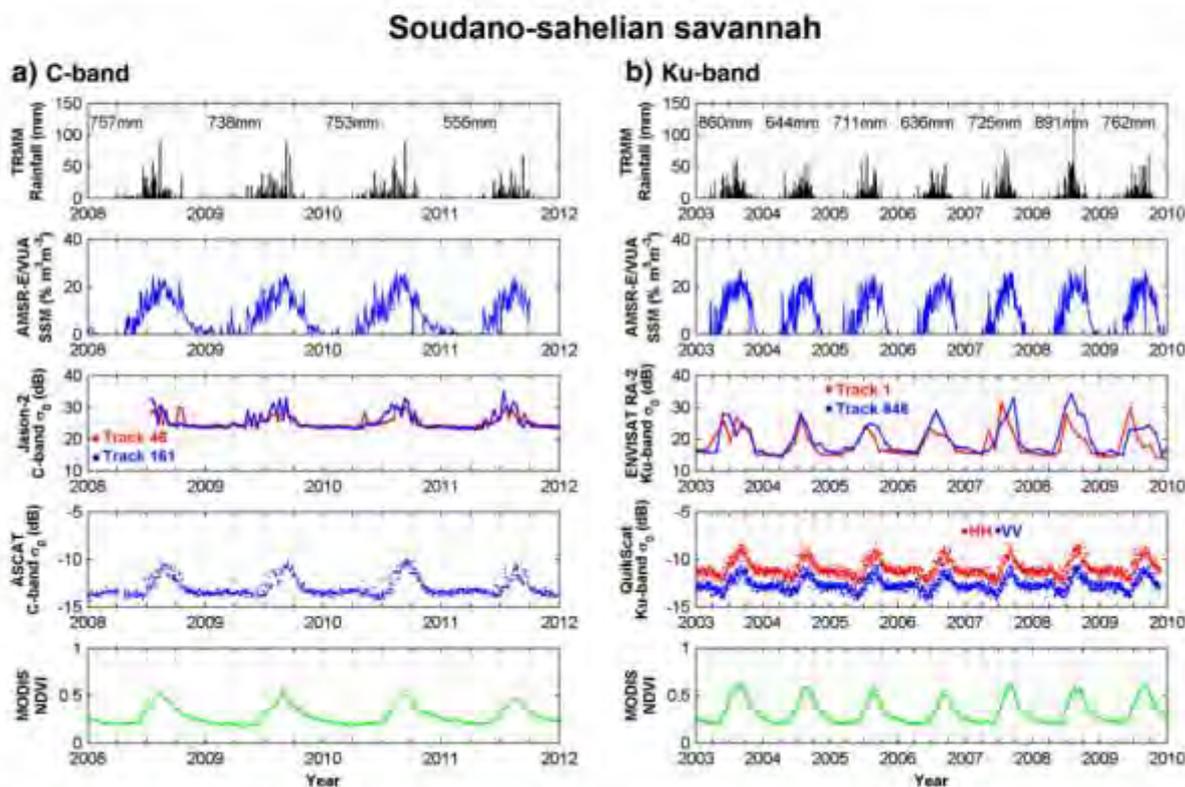


Fig. 12. Time series over Soudano-sahelian savannah sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI. a) C-band: rainfall, AMSR-E/VUA surface soil moisture (SSM), i.e. Jason-2 backscattering coefficients for tracks 46 and 161, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations. b) Ku-band: rainfall, AMSR-E/VUA SSM, i.e. ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 1 and 846, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

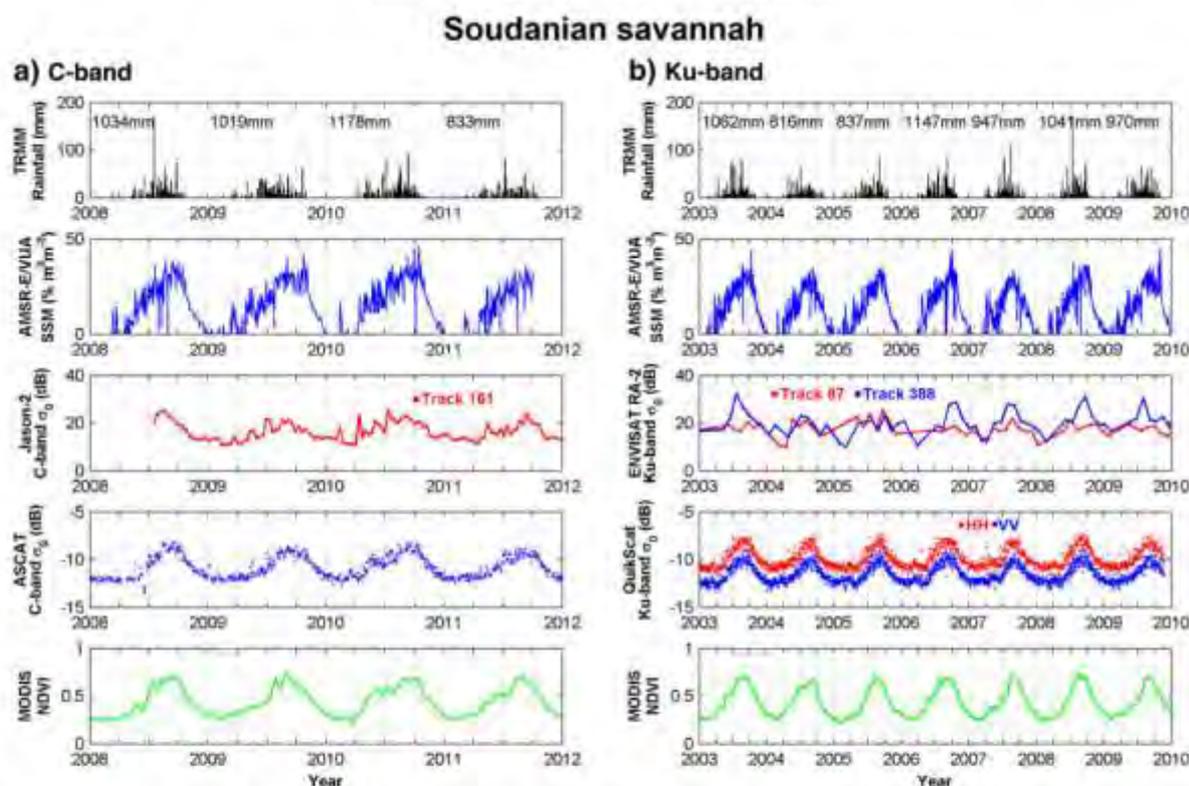


Fig. 13. Time series over Soudanian savannah sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI. a) C-band: rainfall, AMSR-E/VUA SSM, ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for track 161, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations; b) Ku-band: rainfall, AMSR-E/VUA surface soil moisture (SSM), ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 87 and 388, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

Table 4
Backscattering coefficient statistics over savannah sites.

	Satellite – track	Dry season STD (dB)	Yearly dynamic (dB)	Min (dB)	Max (dB)	
Saharo-Sahelian savannah	C-band	Jason-2 46	0.45	17.14	9.45	26.59
		Jason-2 85	0.45	17.86	9.56	27.43
		ASCAT	0.73	7.96	-23.80	-15.84
	Ku-band	ENVISAT 0016	0.64	3.64	-0.97	2.66
		ENVISAT 545	0.56	3.95	-0.99	2.96
		QuikSCAT HH	0.68	7.13	-23.28	-16.15
Sahelian savannah	C-band	QuikSCAT VV	0.79	7.40	-25.37	-17.97
		Jason-2 161	0.46	13.79	29.67	43.46
		ASCAT	0.44	6.69	-17.45	-10.76
	Ku-band	ENVISAT 0459	0.60	17.94	19.93	37.87
		ENVISAT 846	0.58	14.90	18.90	33.80
		QuikSCAT HH	0.38	6.03	-15.98	-9.96
Soudano-Sahelian savannah	C-band	QuikSCAT VV	0.39	6.31	-18.22	-11.91
		Jason-2 046	0.26	7.15	23.38	30.73
		Jason-2 161	0.30	11.60	23.21	34.80
	Ku-band	ASCAT	0.22	4.13	-14.35	-10.02
		ENVISAT 001	0.57	17.33	13.95	31.28
		ENVISAT 846	0.74	19.90	14.32	34.22
Soudanian savannah	C-band	QuikSCAT HH	0.28	4.34	-12.70	-8.36
		QuikSCAT VV	0.28	3.79	-14.32	-10.52
		Jason-2 161	1.63	14.27	10.98	25.25
	Ku-band	ASCAT	0.31	5.26	-13.45	-8.20
		ENVISAT 87	-	15.12	10.14	25.26
		ENVISAT 388	2.42	21.85	10.23	32.07
	QuikSCAT HH	0.33	4.64	-11.89	-7.25	
	QuikSCAT VV	0.31	4.49	-13.42	-8.93	

time series of the difference of backscattering C-Ku is peaking during the rainy season, following the NDVI more than the SSM. It also presents a secondary maximum during the dry season. These differences between C and Ku bands seem related to changes in surface roughness caused by the development of the vegetation during the rainy season and by the wind effects over sandy areas during the dry season.

4.2.4. Seasonal deciduous forest

Seasonal deciduous forests do not exhibit strong annual variations in terms of foliage density except during the short dry season [see the precipitations data estimation Fig. 15] in December–February. Moreover, low NDVI values observed in July–August during the rainy season can be attributed to the presence of persistent clouds which strongly affect optical satellite measurements. Altimetry time series exhibit therefore small yearly variations at the C-band for Jason-2 and Ku-band for ENVISAT RA-2 (Fig. 15), except the decrease of the backscattering coefficient during the short dry season from December to February, as also observed for scatterometry, particularly at the C-band (ASCAT). This repetitive and quasi-systematic decrease results both from drier surface conditions (low SSM) and a decrease of foliage density due to leaf fall. Overall, scatterometers at both C- and Ku-bands present similar variations, and nearly the same amplitudes, with VV backscattered signal from QuikSCAT and ASCAT presenting an offset of less than 1 dB. The standard deviation of the backscattered signals is larger for QuikSCAT Ku-band than for ASCAT C-band, probably due to a higher signal loss in the vegetation layer due to the different wavelengths considered.

4.2.5. Tropical forest

Over the tropical evergreen forest sites (Fig. 16), the backscattering coefficients measured by both altimeters and scatterometers are quite

Chapitre II – Etude de la rétrodiffusion proche nadir en bandes S, C et Ku sur surfaces continentales

Table 5

Correlation coefficients at C-band between both Jason-2 Ice-1 and ASCAT backscattering coefficients over the 2008–2011 period and rainfall products from TRMM, surface soil moisture (SSM) products from AMSR-E/VUA, and NDVI products from AQUA-MODIS, over savannah areas. The correlation coefficient significance is indicated aside from each value. For each sensor and for a given site the highest values are given with boldface characters.

C-band		Jason-2			ASCAT		
		Rainfall (TRMM)	SSM (AMSR-E/VUA)	NDVI (MODIS)	Rainfall (TRMM)	SSM (AMSR-E/VUA)	NDVI (MODIS)
Saharo-Sahelian savannah	Track 46	0.28**	0.25**	-0.05	0.27**	0.33**	0.29**
	Track 85	0.74**	0.35**	0	0.34**	0.44**	0.30**
Sahelian savannah	Track 1	0.40**	0.66**	0.71**	0.43**	0.83**	0.87**
Soudano-Sahelian savannah	Track 46	0.47**	0.80**	0.73**	0.27**	0.81**	0.89**
	Track 161	0.52**	0.79**	0.65**	0.33**	0.81**	0.89**
Soudanien savannah	Track 161	0.43**	0.82**	0.61**	0.31**	0.92**	0.95**

*Significance > 95%. **Significance > 99%.

Table 6

Correlation coefficients at Ku-band between ENVISAT RA-2 Ice-1 and QuikSCAT VV-polarization backscattering coefficients over the 2003–2009 period and rainfall products from TRMM, surface soil moisture (SSM) products from AMSR-E/VUA, and NDVI products from AQUA-MODIS, over savannah areas. The correlation coefficient significance is indicated aside from each value. For each sensor and for a given site the highest values are given with boldface characters.

Ku-band		ENVISAT RA-2			QuikSCAT VV		
		Rainfall	SSM (AMSR-E/VUA)	NDVI (MODIS)	Rainfall	SSM (AMSR-E/VUA)	NDVI (MODIS)
Saharo-Sahelian savannah	Track 16	0.08	0.13	0.10	0.21	0.23	0.21
	Track 545	0.14	0.18	-0.01	0.48**	-0.05	0.2
Sahelian savannah	Track 459	0.88**	0.69**	0.62**	0.58**	0.78**	0.89**
	Track 846	0.27**	0.72**	0.30**	-0.14	0.74**	0.90**
Soudano-Sahelian savannah	Track 1	0.55**	0.67**	0.58**	0.47**	0.66**	0.80**
	Track 846	0.66**	0.89**	0.76**	0.22	0.60**	0.83**
Soudanien savannah	Track 87	0.31*	0.52**	0.48**	0.40**	0.88**	0.93**
	Track 388	0.36**	0.73**	0.71**	0.50	0.91**	0.94**

*Significance > 95%. **Significance > 99%.

stable. For Jason-2 C-band backscattering coefficient time series, a mean signal at -8 dB is observed corresponding to the saturation level at the C-band due to volume scattering (see e.g. Frison & Mougou, 1996a; 1996b) with a low standard deviation of -1 dB, in accordance with Papa et al. (2003). Scatterometer backscattering coefficients show nearly constant signals, with low standard deviation for the C-band

and higher standard deviation for the Ku-band, and a 1.5 dB offset between HH and VV polarization at the Ku-band, VV backscattered signals from both scatterometers present nearly the same values. However, ENVISAT RA-2 backscattering coefficient time series exhibit a pronounced change from 2007 with a much lower yearly dynamics (10 dB compared to 25 dB) and a higher backscattering level (11 dB

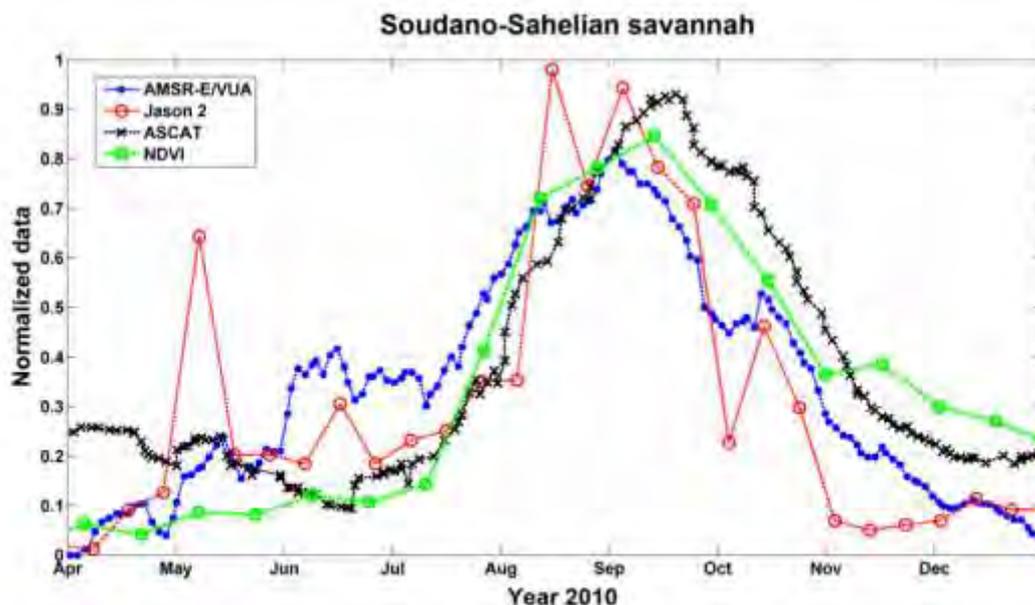


Fig. 14. Normalized time series over the Soudano-Sahelian savannah site from April to December 2010. ASCAT backscattering coefficient and AMSR-E/VUA surface soil moisture (SSM) time series are smoothed using a 10 days averaging period. Jason-2 C-band Ice-1 backscattering coefficient from track 46 and ASCAT backscattering coefficient time series are being subtracted by their minimum value and then divided by their maximum value. The SSM estimates are divided by the maximum observed value. The NDVI is expanded by a 2.5 factor.

Seasonal deciduous forest

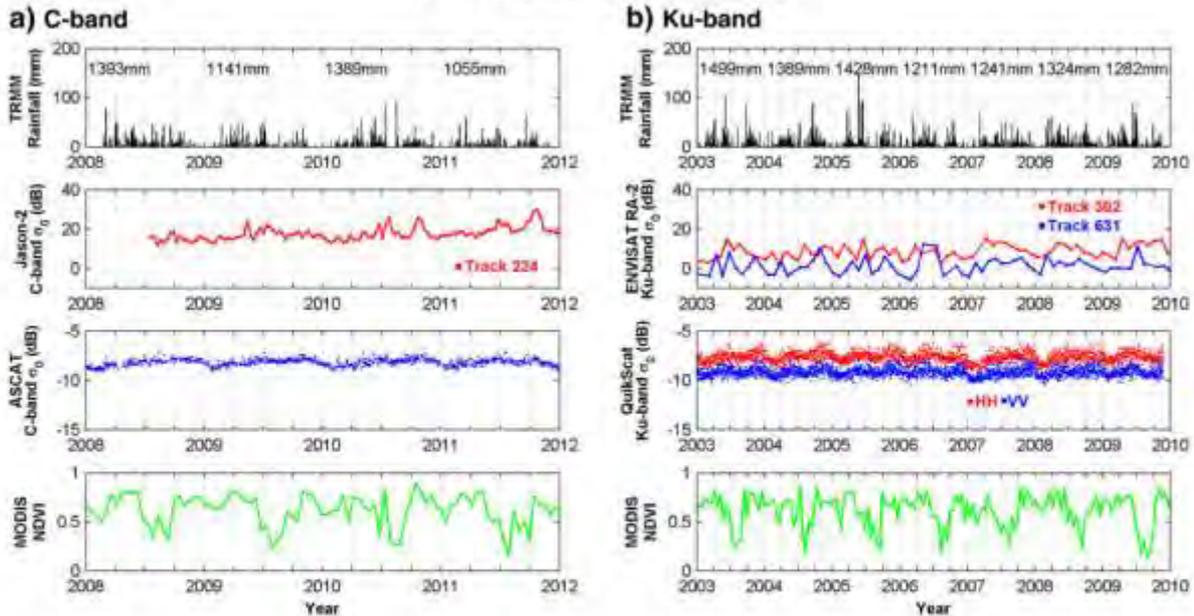


Fig. 15. Time series over seasonal deciduous forest sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI. a) C-band site: rainfall, Ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for track 224, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations. b) Ku-band site: rainfall, Ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 302 and 631, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

compared to 7 dB). The same characteristic is being shown in Fig. 16 as in Fig. 15. These important variations between the two periods are likely to be due to changes in land use/land cover caused by deforestation and replacement by cultivated fields. We checked this assumption using

satellite images and derived product. The pixels present in this study area were identified as “Closed evergreen lowland forest” and “Mosaic Forest/Croplands” classes in the Global Land Cover 2000 (GLC 2000) and are evergreen forest in recent optical images.

Tropical forest

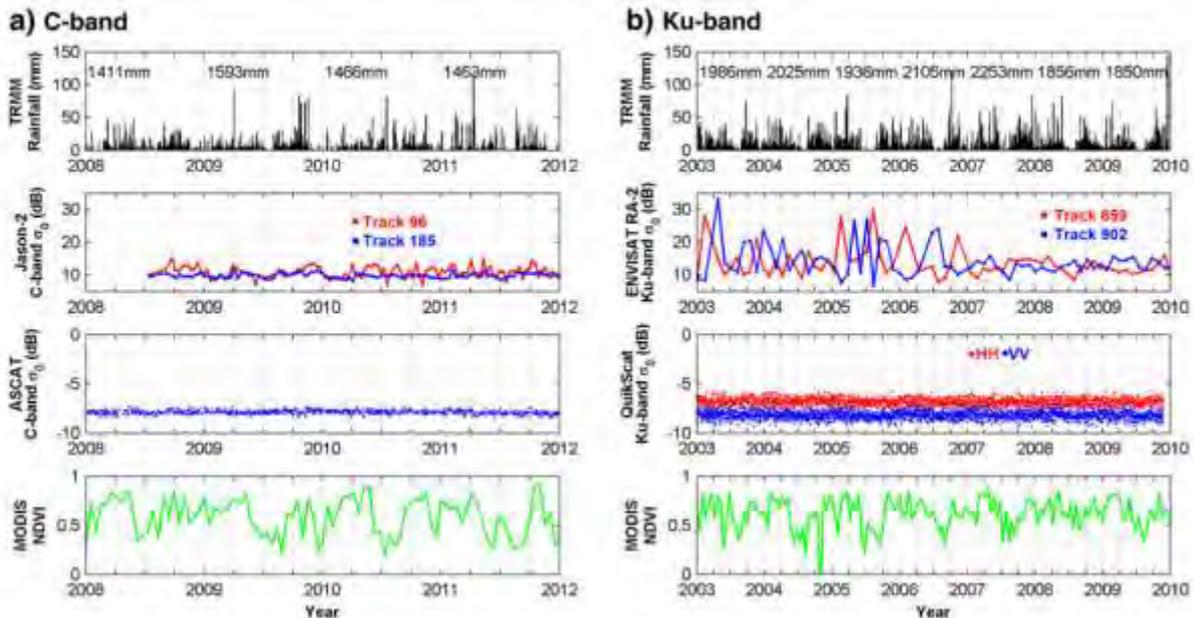


Fig. 16. Time series over tropical forest sites of rainfall, altimetry (Jason-2 and ENVISAT RA-2), scatterometry (ASCAT and QuikSCAT) backscattering coefficients and NDVI. a) C-band site: rainfall, Ice-1 Jason-2 backscattering coefficients for tracks 96 and 185, ASCAT backscattering coefficients, and NDVI variations. b) Ku-band site: rainfall, Ice-1 ENVISAT RA-2 backscattering coefficients for tracks 859 and 902, QuikSCAT backscattering coefficients for both HH and VV polarizations, and NDVI variations.

5. Concluding remarks

Over West Africa, the backscattered echoes acquired at the Ku- and C-bands by altimeters and scatterometers exhibit a wide range of spatial and temporal variations. Radar altimetry backscattering coefficients span from 0 dB to 40 dB, and scatterometry backscattering coefficients from -35 dB to -5 dB at both bands (Figs. 3–5 and 51–54). The backscattered energy can be related to surface properties characterized by the spatio-temporal variations of soil roughness and soil dielectric constant through the variation of its moisture content monitored by AMSR-E VUA products, and vegetation cover monitored thanks to MODIS NDVI data.

The lowest backscattering values are observed at both C- and Ku-bands over deserts with a higher backscattering found over stone desert (ergs) than over sand desert (ergs) (Table 3). Over deserts, the backscattered signal is usually higher at the C- than at the Ku-band except over stone deserts where the backscattering coefficient measured at the Ku-band is higher at large incidence angles for scatterometry. This can be explained by the higher surface roughness of ergs compared to that of ergs (see e.g. in Ulaby et al., 1982). Moreover, scatterometers are affected by temporal changes of surface roughness due to wind regimes that cause a small seasonal cycle (± 1 dB) on the backscattering signal.

Over savannahs, both altimeter and scatterometer radar responses exhibit a strong seasonal cycle peaking during the wet season (Figs. 10–13). The variations in backscattering reach up to 20 dB for radar altimeters and up to 8 dB for radar scatterometers at both bands (Table 4). The time-lag observed between the altimeter and scatterometer responses can be attributed to a higher sensitivity of radar nadir-looking altimeters to changes in soil wetness than radar side-looking scatterometers that appear to be sensitive to a combination of soil and vegetation properties (see Tables 5 & 6). Particularly, the scatterometer signal is well correlated to MODIS NDVI values suggesting a strong influence of vegetation cover on the scatterometer response as already pointed out by Frison and Mougín (1996a) and Wagner, Lemoine, Borgeaud, and Rott (1999). The time series acquired over the Soudano-Sahelian site exemplifies it well (Fig. 14). Over seasonal deciduous forests (Fig. 15) and above all over tropical forests (Fig. 16) there is no marked seasonality and the signal is quite stable due to almost constant surface conditions. Over these two latter sites, most of the variations in the NDVI time series are not related to changes in vegetation activity but related to cloud cover.

The radar backscattering responses over savannahs follow the monsoon regime: rainfall events trigger an increase of surface soil moisture that causes a rise of the backscattering, first for altimetry signals, and then, with the growth of vegetation, for scatterometry signals. Altimetry backscattering coefficients provide thus useful information to deconvolute surface soil moisture effects from scatterometry radar echoes. Since February 2013, AltiKa on board SARAL is the first altimeter to examine the Earth surface in Ka band before the launch of Surface Water and Ocean Topography (SWOT-SWOT, n.d) mission in 2020. SWOT will provide backscattering coefficients in a swath of ~120 km with a spatial resolution of 2 m along-track and 10 to 60 m cross-track. It will permit overcoming the limitations in terms of spatio-temporal resolutions of the current altimetry missions.

Acknowledgments

The authors wish to thank Juan Cruz Gallo who made a preliminary work on the comparison between altimeter and scatterometer data during a Master training period in 2003. The authors thank also David Long for fruitful discussions about the influence of wind direction on the backscattering of desert surfaces.

The authors also thank the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) at Laboratoire d'Etudes en Géophysique et

Océanographie Spatiales (LEGOS), Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), Toulouse, France for providing the ENVISAT RA-2 GDR dataset used in the present study. This work has been supported by the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, <http://www.insu.cnrs.fr/actions-sur-projets/pnts-programme-national-de-teledection-spatiale>), grant no PNTS-2012-03.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.12.005>.

References

- Bamber, J.L. (1994). Ice sheet altimetry processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 925–938.
- Berry, P. A. M., Pinnock, R. A., & Wilson, H. K. (2000). Land calibration and monitoring of ENVISAT RA-2 sigma0. *Proceedings of the ERS-ENVISAT Symposium, Gothenburg, Sweden, CD-Rom SP-461*.
- Berry, P.A.M., Smith, R.G., & Benveniste, J. (2012). Envisat altimetry for river and lakes monitoring. *Proceedings of IGARSS 2012 Symposium, Munich, 22–27 July, 2012* (pp. 1844–1847). <http://dx.doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351150>.
- Birkett, C.M. (1995). The contribution of TOPEX/Poseidon to the global monitoring of climate-sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), 25,179–25,204.
- Birkett, C.M. (1998). Contribution of the TOPEX/NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34(5), 1223–1239.
- Brown, G.S. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1), 67–74.
- Crétaux, J.F., Calmant, S., Romanovskii, V., Shaboyin, A., Lyart, F., Borge-Nguyen, M., et al. (2009). An absolute calibration site for radar altimeters in the continental domain: Lake Issyk-Kul in Central Asia. *Journal of Geodesy*, 83(8), 72–73.
- Cudlip, W., Ridley, J.K., Strawbridge, E., Harris, A., & Rapley, C.G. (1994). Detecting surface roughness and moisture variations in deserts. *Proceedings of the 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg 1993, ESA SP-367* (pp. 849–853).
- ESA (2002). *ENVISAT RA2/MWR product handbook: RA2/MWR products user guide*.
- Fátas, C., Frappart, F., Mougín, E., Griggs, M., & Hiernaux, P. (2012). Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 123(8), 496–507. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.04.013>.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhoop, M., Seyler, F., & Cazenave, A. (2006). Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100(2), 252–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.027>.
- Frappart, F., De Minh, K., L'Hermite, J., Cazenave, A., Ramillien, G., Le Toan, T., et al. (2006). Water volume change in the lower Mekong from satellite altimetry and imagery data. *Geophysical Journal International*, 167(2), 570–584. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03184.x>.
- Frappart, F., Papa, F., Santos da Silva, Ramillien, G., Prigent, C., Seyler, E., et al. (2012). Surface freshwater storage in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought. *Environmental Research Letters*, 7(4), 044010. <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/04010>.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., Lesó, J.-G., & Cazenave, A. (2005). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, 99(4), 387–399. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.08.016>.
- Frison, P.L., & Mougín, E. (1996a). Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data. *International Journal of Remote Sensing*, 17(16), 3201–3218.
- Frison, P.L., & Mougín, E. (1996b). Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 1–11.
- Frison, P.L., Mougín, E., & Hiernaux, P. (1998). Observations and interpretation of seasonal ERS-1 wind scatterometer data over northern Sahel (Mali). *Remote Sensing of Environment*, 69(3), 233–242.
- Gubler, C., De Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., De Jeu, R., Kerr, Y., et al. (2010). Soil moisture active and passive microwave products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 141–156.
- Hardin, P.J., Long, D.G., & Remund, Q.P. (1996). Discrimination of Africa's vegetation using reconstructed ERS-1 imagery. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1996 IGARSS'96, vol. 2* (pp. 827–829).
- Hayne, G.S. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5), 687–692.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Gu, G.J., Nelkin, E.J., Bowman, K.P., et al. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(1), 38–55. <http://dx.doi.org/10.1175/JHM569.1>.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Rudolf, B., & Keenly P.R. (1985). Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain-gauge analysis, and NWP model precipitation information. *Journal of Climate*, 8(5), 1284–1295. <http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442008>.
- Isnard, H. (1968). Esquisse du climat de la Libye. *Méditerranée*, 3, 247–260. <http://dx.doi.org/10.3406/medit.1968.1283>.
- Jarlin, L., Mougín, E., Frison, P.L., Mazzega, P., & Hiernaux, P. (2002). Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali). *Remote Sensing of Environment*, 81, 404–415.

- Kennett, R.G., & Li, E.K. (1989). Seasat over-land scatterometer data. Part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(5), 592–605.
- Kunz, L., & Long, D. (2005). Calibrating SeaWinds and QuikSCAT scatterometers using natural land targets. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(2), 182–186.
- Laxon, S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 915–924.
- Le Barbé, L., Lefel, T., & Tagssobit, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950–1990. *Journal of Climate*, 15, 187–202.
- Legréy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., & Zamile, O.Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95, 150–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.018>.
- Legréy, B., & Rémy, F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations. *Journal of Glaciology*, 43(144), 197–206.
- Mougin, E., Hiernaux, P., Kergar, L., De Rosnay, P., Grippa, M., Timbuk, F., et al. (2009). The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climate variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 14–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.05.045>.
- Mougin, E., Lopez, A., Frisols, P.L., & Proisy, C. (1995). Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 391–398.
- Naeimi, V., Scipal, K., Bartalis, Z., Hasenauer, S., & Wagner, W. (2009). An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7), 1990–2013. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2008.2011617>.
- Nicholson, S.E. (1980). The nature of rainfall fluctuations in subtropical West-Africa. *Monthly Weather Review*, 108, 2191–2208.
- Owe, M., De Jeu, R., & Holmes, T. (2008). Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *Journal of Geophysical Research*, 113, 12. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000799>.
- Papa, F., Legréy, B., & Rémy, F. (2003). Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. *Remote Sensing of Environment*, 87, 136–147. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00136-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00136-6).
- Pellarin, T., Calvet, J.C., & Wagner, W. (2006). Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southwestern France. *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17401.
- Piedraza, N., Bignami, C., Roca, M., Féménis, P., Fascetti, M., Mazzetta, M., et al. (2013, April 15). Transponder calibration of the ENVISATRA-2 altimeter Ku band sigma naught. *Advances in Space Research*, 51(8), 1478–1491. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2012.12.014> (ISSN: 0273-1477).
- Piedraza, N., Greco, B., Bignami, C., Ferrazzoli, P., Martini, V., & Pulvirenti, L. (2006). The calibration of the Envisat radar altimeter by a passive technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11), 3297–3307.
- Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Papa, F., & Roger, J. (2014). Multiangle backscattering observations of continental surfaces in Ku-band (13 GHz) from satellites: Understanding the signals, particularly in arid regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(3), 1364–1373. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2014.2338911>.
- Ridley, J., Strawbridge, F., Card, R., & Phillips, H. (1996). Radar backscatter characteristics of a desert surface. *Remote Sensing of Environment*, 57(2), 63–78.
- Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotiano Filho, O.C., Cochonneau, G., & Mansur, W.J. (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS-2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2160–2181. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.020>.
- Stephen, H., & Long, D. (2005). Microwave backscatter modeling of erg surfaces in the Sahara Desert. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(2), 238–247.
- Stephen, H., & Long, D. (2007). Spatial and temporal behavior of microwave backscatter directional modulation over the Saharan ergs. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(5), 1164–1173.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., & Fung, A.K. (1982). *Microwave remote sensing: Active and passive: Radar remote sensing and surface scattering and emission*, vol. II. Norwood, MA: Artech House.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., & Fung, A.K. (1986). *Microwave remote sensing: Active and passive: From theory to applications*, Vol. III. Norwood, MA: Artech House.
- Wagner, W., Lemoine, G., Borgeaud, M., & Rott, H. (1999). A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(2), 938–948.
- Wagner, W., Lemoine, G., & Rott, H. (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2), 191–207.
- Wingham, D.J., Rapley, C.G., & Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8–11 Sept. 1986* (pp. 1339–1344) (Ref. ESA SP-254).
- Woodhouse, J.H., & Hoekman, D.H. (2000). Determining land-surface parameters from the ERS wind scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(1), 126–140.
- Zell, C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter: Instrument design and pre-launch performance assessment review. *Acta Astronautica*, 44, 323–333.
- Zribi, M., Pardé, M., de Rosnay, P., Bang, F., Boulain, N., Descriux, L., et al. (2009). ERS scatterometer surface soil moisture analysis of two sites in the south and north of the Sahel region of West Africa. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 253–261.

Web reference

- CTOH (d). <http://ctoh.legos-obs-mip.fr/>
- DAAC (d). http://daac.cornell.gov/MODIS/MODIS-menu/modis_webservice.html
- GES DISC (d). <http://daac.gsfc.nasa.gov>
- LRPM VUA (Vrije Universiteit of Amsterdam) (d). <http://www.falw.vu.nl/~jeu/lrpm/>
- PODAAC (d). http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/QSCAT_BYU_L3_OW_SIGMA0_GLOBAL_RELTANGULAR_BROWSE_MAPS_F001
- SWOT (d). <http://www.jpl.nasa.gov/missions/surface-water-and-ocean-topography-swot>

4.2. Publication : « Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry »

Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié en 2012, dont l'intégralité constitue la partie suivante.

Les co-auteurs sont : Christophe Fatras, Frédéric Frappart, Eric Mougin, Manuela Grippa et Pierre Hiernaux.

Publié dans Remote Sensing of Environment en avril 2012.

Volume 123, pages 496–507



Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry

C. Fatras^{a,*}, F. Frappart, E. Mougin, M. Grippa, P. Hiernaux

Université de Toulouse, OMP, GET (UMR 5563 CNRS-UTS-IRD), 14 avenue Edouard Belin 31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 18 November 2011
Received in revised form 7 March 2012
Accepted 19 April 2012
Available online xxx

Keywords:

Surface soil moisture
Radar altimetry
Backscattering coefficient
Sahel

ABSTRACT

This paper analyzes the potential of the radar altimeter onboard ENVISAT for estimating surface soil moisture in the semi-arid Gourma region in Northern Mali. To this end, the relationships between observed backscattering coefficients derived from 4 retracking algorithms, namely Ocean, Ice-1, Ice-2 and Sea-Ice, and ground data, including soil type, topography, vegetation and soil moisture are investigated. The considered period is 2002–2010. Results show a strong linear relationship between the backscattering coefficients and surface soil moisture measured at six different stations along the satellite track. The best results are obtained with the Ice-1 and Ice-2 algorithms. In these cases, correlation coefficients are higher than 0.8 with RMSE smaller than 2%. Vegetation effects are found to be small due both to the nadir-looking configuration of the radar altimeter and to the low vegetation cover. Finally, the relationship between soil moisture and normalized backscattering coefficient is used to retrieve soil moisture from the altimeter data. These estimates are then compared to soil moisture estimations obtained from the METeorological Operational (METOP) Advanced SCATterometer (ASCAT). These results highlight the high capabilities of Ku-band altimeters to provide an accurate estimation of surface soil moisture in semiarid regions.

© 2012 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

In the Sahelian region of West-Africa, soil moisture drives many surface processes including soil organic matter mineralization (e.g. Zech et al., 1997), vegetation productivity (e.g. Hiernaux et al., 2009), land surface fluxes (e.g. Brümmner et al., 2008) and land surface-atmosphere interactions (e.g. Taylor et al., 2010). Particularly, the Sahel is identified as one of the regions of the world with the strongest feedbacks between soil moisture and precipitation (Koster et al., 2004). Monitoring of the spatio-temporal variability of soil moisture is therefore an important issue within the frame of the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) project which aims at providing a better understanding of the West African Monsoon and its physical, chemical and biological environments (Redelsperger et al., 2006).

Active microwave remote sensing has demonstrated considerable capabilities in estimating surface soil moisture (SSM), in semi-arid regions (e.g. Mladenova et al., 2010; Wagner & Scipal, 2000). The potential of radar sensors for detecting changes in SSM results from their high sensitivity to the variation of surface dielectric properties that are mainly linked to changes in SSM. Moreover, in semi-arid regions, observations made at low incidence angles are found to be strongly correlated to SSM because vegetation effects are minimized (Baup et al., 2007; Moran et al., 2000; Tansey et al., 1999).

Initially designed to make accurate measurements of the sea surface topography, satellite radar altimetry (RA) has been successfully employed to derive valuable information for land hydrology by providing an estimation of water level variations of lakes (Birkett, 1995; Cazenave et al., 1997; Crétaux et al., 2009), rivers (Birkett, 1998; Birkett et al., 2002; Frappart et al., 2006a) and floodplains (Frappart et al., 2005, 2006b; Santos da Silva et al., 2010). The magnitude of RA backscattering coefficients α_0 provided by the TOPEX/POSEIDON altimeter mission at Ku- and C-bands, and by the European ENVIRONMENTAL SATELLITE (ENVISAT), at Ku and S bands, is related to the dynamics of surface properties (e.g. Legrésy et al., 2005; Papa et al., 2003). Particularly, spatial and temporal variations of RA backscattering coefficients are found to be related to soil roughness and surface soil moisture (SSM) changes in the Sahara and Australian deserts (Cudlip et al., 1994; Ridley et al., 1996). Moreover, a semi-empirical model was recently proposed to estimate SSM using RA backscattering coefficients over semi-arid surfaces (Bramer et al., 2010). Comparisons were made with soil moisture outputs from a hydrological model showing a link between modeled and altimetry derived soil moisture. Radar altimeters are a priori suitable to SSM retrieval since attenuation by the vegetation layer is minimized by their nadir-looking configuration. This is particularly true in semi-arid regions where vegetation cover is sparse. However, their potentials for SSM retrieval have not been demonstrated yet.

The objective of the present study is to investigate whether the backscattering coefficient delivered by radar altimetry can be used to provide an accurate estimation of surface soil moisture over semi-arid areas. To this end, the data acquired by the ENVISAT RA-2

* Corresponding author at: Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin 31400 Toulouse, France.
E-mail address: christophe.fatras@get.obs-mip.fr (C. Fatras).

over Northern Sahel in Mali are analyzed over the 2002–2010 period and relationships are investigated between observed backscattering coefficients and ground data including soil type, topography, vegetation and soil moisture acquired at six different stations along the satellite track. For the sandy soils sites, a linear relationship is derived between the altimetry backscatter and the in situ SSM. Finally, this relationship is used to retrieve soil moisture from the altimeter data and the resulting soil moisture estimate is compared to the estimate obtained from the METEorological Operational (METOP) Advanced SCATterometer (ASCAT).

2. Study area and data

2.1. The study site

The African Monsoon Multi-disciplinary Analysis – Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique (AMMA-CATCH) meso-scale site is located in the Gourma region (1°W–2°W, 14.5°N–17.5°N) in Mali (Fig. 1), and stretches from the loop of the Niger River southward down to the country border with Burkina-Faso (Mougin et al., 2009). This site is entirely located within the Sahel bioclimatic zone and is bracketed by the 150 and 500 mm annual isohyets. The rain distribution is strictly mono-modal with rainfall starting in June and ending in September with a maximum in August (Frappart et al., 2009). During the wet season, rangeland vegetation is composed of a low herbaceous layer dominated by annuals and a sparse woody plant population (canopy cover <5%). Annual herbs germinate with the first significant rains, in June or July, and unless the plants wilt before maturity owing to a lack of rainfall, the senescence coincides approximately with the end of the rainy season. This short rainy season is followed by a long dry season during which there is no green vegetation except for rare perennial herbaceous and the foliage of some of scattered trees and shrubs.

The Gourma region is a vast peneplain at between 250 and 330 m altitude with highest isolated sandstone buttes reaching 900–1100 m close to the town of Hombori. The eroded and exposed rock-surfaces (23% of the whole area) are locally capped by iron pan but larger areas of the region (58%) are covered by deep and fixed sand. At

meso-scale, predominantly sandy or shallow soils distribute in large alternant swaths of contrasted land cover (Fig. 1). Besides these two major landforms, remnants of alluvial systems and lacustrine depressions form a web of narrow valleys often slotted in between sandy and shallow soils.

The overall observation strategy of the AMMA-CATCH site is based on the deployment of a variety of instrument networks, from local- to meso-scales, dedicated to the monitoring and documentation of the major variables characterizing the climate and the spatio-temporal variability of geophysical and land surface variables. Long term measurements monitor meteorological variables, vegetation and surface hydrology including soil moisture.

2.2. Surface soil moisture measurements

Six automatic soil moisture stations are located at the vicinity of the ENVISAT's path #302 (Fig. 1). These stations are part of the soil moisture network set up from 2005 within the frame of the AMMA project (de Rosnay et al., 2009). Characteristics (name, location, date of installation, soil type, sensor depth) of the 6 soil moisture stations are given in Table 1. The same installation protocol is used for all the soil moisture stations equipped by Time Domain Reflectometry sensors (Campbell Scientific CS616) that provide measurements at 15 min time step, except for the Eguerit erosion surface site where delta-T sensors have been installed. Sensors are calibrated by using in situ gravimetric measurements and estimation of soil bulk density. Only surface measurements recorded at 5, 10, 30 and 40 cm depth are considered here in agreement to the microwave soil penetration depth (Ulaby et al., 1981). In the following, Surface Soil Moisture (SSM) data are expressed in volumetric water content ($m^3 m^{-3}$). Local SSM data typically range between 0.05% (dry season) and 28% (wet season) for the sandy soils.

2.3. ENVISAT RA-2 backscattering coefficients

In the framework of its Earth observation program, the European Space Agency (ESA) launched the ENVIRONMENTAL SATELLITE (ENVISAT) satellite on February 2002. ENVISAT carries 10 scientific

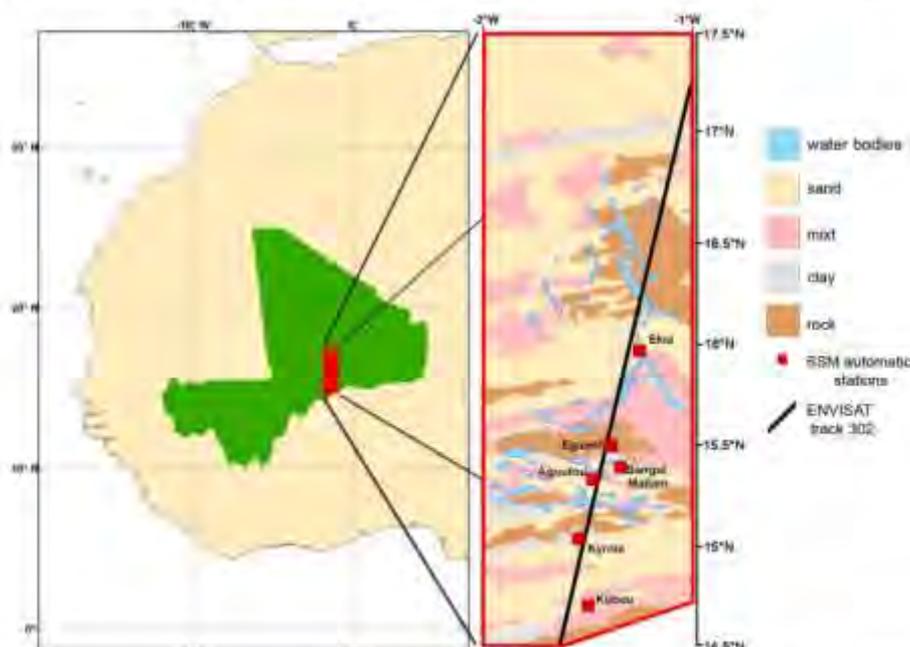


Fig. 1. The AMMA-CATCH mesoscale site in Mali, showing the 6 automatic soil moisture stations (squares) and ENVISAT path 302 (black line).

Table 1
Description of study sites and surface soil moisture (SSM) and precipitation data.

Site name	Agoufou	Bangou Moulam	Équert	Elia	Botou	Kyria	
Latitude	15.3453°	15.3978°	15.5026°	15.9651°	14.7284°	15.051°	
Longitude	-1.47913°	-1.34556°	-1.391°	-1.2534°	-1.502°	-1.546°	
Soil type	Sand	Sand, clay	Rock	Sand	Sand, rock	Sand, clay	
SSM	Period	2005–2010	2005–2010	2008–2009	2005–2010	2008–2010	2007–2010
	Depth (cm)	5, 10, 40	5, 10, 30	5	5, 10, 30	5, 10, 30	5, 10, 30
	Resolution (min)	15	15	15	15	15	15
Rain gauge	Period	2005–2010	2005–2010	2008–2009	2005–2010	2005–2010	2005–2009
	Resolution (min)	5	5	5	5	5	5

¹ Measurements at 5 cm are only available during the 2005–2008 period.

instruments which provide atmosphere, ocean, land, and ice measurements, including a nadir-pointing radar altimeter (RA-2 or Advanced Radar Altimeter) (Wehr & Attema, 2001). ENVISAT flies in a sun-synchronous polar orbit at an altitude of about 800 km, with a 35-day repeat cycle and an inclination of 98.6°, providing observations of the Earth surface (ocean and land) from 81.5° latitude North to 81.5° latitude South, with a ground-track spacing of around 80 km at the Equator. RA-2 is a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at two frequencies at Ku- (13.575 GHz/2.3 cm of wavelength) and S- (3.2 GHz/9.3 cm) bands (Zell, 1999). Its main characteristics are summarized in Table 2. The diameters of the pulse-limited footprint are respectively 3.4 km in Ku and 4.8 km in S bands (ESA, 2002). However, the surface footprint size is uncertain and its nominal diameter varies approximately between 2 km and 10 km for Ku band (Chelton et al., 2001; Peacock & Laxon, 2004). These variations are caused by the topography and the inhomogeneities of the surface. Over flat surfaces, an approximate radius of 2 km is generally considered as a good approximation for Ku band (Chelton et al., 2001). Over land, the presence of open water in the footprint produces strong specular reflections that can be off-nadir. The returned signal can be dominated by these off-nadir reflections causing tracking errors (altimeter mispointing) even if they are off-nadir by several (1–10) km for Ku band, and beyond for S band due to a larger beam width. Processing of radar echoes or altimeter waveforms is performed on the ground to obtain range values, i.e. the distance between the satellite and the surface estimated from the round-trip time of the electromagnetic pulse, and backscattering coefficients σ_0 derived from the power of the altimeter return pulse. The Geophysical Data Records (GDRs) distributed by ESA (ESA, 2002) include accurate satellite positions (longitude, latitude and altitude of the satellite on its orbit) and timing, altimeter ranges, instrumental, propagation and geophysical corrections applied to the range, and several other parameters such as the backscattering coefficients. For the ENVISAT mission, four different retracking algorithms are operationally applied to RA-2 raw-data to provide range estimates and backscattering coefficients. Each retracking algorithm namely Ocean (Brown, 1977; Hayne, 1980), Ice-1 (Bamber, 1994; Wingham et al., 1986), Ice-2 (Legrésy, 1995; Legrésy & Rémy, 1997) and Sea-Ice (Laxon, 1994) has been developed for a specific type of surface but none of them

Table 2
ENVISAT RA-2 technical specifications.

Repeat cycle	35 days
Altitude	782.4–789.8 km
Emitted frequencies (GHz)	(Ku) 13.575–(S) 3.2
Antenna beam width (°)	(Ku) 1.29–(S) 5.5
Backscatter maximum error (dB)	(Ku) 0.29–(S) 0.37
Pulse-limited footprint diameter (km)	(Ku) 3.4–(S) 4.8
Swath dispersion (km)	3

has been specifically designed for processing altimeter echoes over land. The backscattering coefficient is directly related to the integral against time of the radar echo or waveform. Ocean and Ice-2 algorithms are based on the fit of a theoretical waveform shape corresponding to sea and ice cap surfaces to estimate precisely the position of the leading front of the waveform. The value of the backscattering coefficient is determined by integration of the theoretical waveform. For Ice-1 and Sea Ice these parameters are estimated empirically using thresholds on the amplitude of the waveform. The errors on the estimated σ_0 (instrument noise, orbit variations, atmosphere interferences) are expected to be lower than 0.29 dB in Ku band and 0.37 dB in S band (Pierdicca et al., 2006).

The variables used in this study, include the satellite positions, times of acquisition, the 1 Hz Ocean-retracked (Ku and S bands), the 18 Hz Ice-1, Ice-2 (Ku and S bands), and the 18 Hz Sea Ice (Ku band) backscattering coefficients contained in the ENVISAT RA-2 GDRs made available by the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH – <http://ctoh.legos.obs-mjp.fr/>) for the ground track #302 over the AMMA mesoscale site in Gourma (see Fig. 1). The considered period is September 2002–October 2010 (8 years). However, S-band data are only available until January 2008 (5.4 years).

2.4. ASCAT SSM products

The Meteorological Operational (METOP) Advanced SCATterometer (ASCAT) is the enhanced successor of the scatterometers flown on the European Remote Sensing (ERS-1 and ERS-2) satellites. ASCAT operates at C-band (5.255 GHz) with VV polarization. Two triplets of spatially averaged backscattering coefficient values at a spatial resolution of around 30 and 50 km for each location along the swath are derived from continuous observations performed by three radar antenna beams at three different azimuth angles (45°, 90°, and 135° sideward from the direction of the satellite motion) on both side of the METOP satellite (Naeimi et al., 2009). Technical information concerning ASCAT measurements are presented in Table 3. SSM products based on these observations are then generated using the SSM retrieving algorithm developed by Wagner (1998) from ERS data. The backscattering coefficients are first normalized to a

Table 3
ASCAT technical specifications.

Altitude	~822 km
Emitted frequencies (GHz)	5.255
Incidence angles	25° to 65°
Spatial resolution	50 km
Nodal grid	25 km
Orbit cycle	29 days
Accuracy of SSM products	0.04–0.08 m ³ m ⁻³
Data availability over Gourma	Daily

Author's personal copy

standard incidence of 40°, and then inverted into SSM assuming a linear relationship between these two quantities. In this study, we use the interpolated SSM products given at a resolution of 30 km following a nodal grid of 12.5 km, which correspond to the closest time to the altimetry measurements (with a variation from a few minutes to 18 h), for the period June 2007–October 2010.

3. Spatio-temporal variations of RA-2 backscattering coefficients

Along-track profiles (Fig. 2) of σ_0 in Ku- and S-bands are averaged at each satellite pass at a spatial resolution of 0.008° (~1 km) for the rainy (JJAS) and the core of the dry (JFMA) seasons for Ocean, Ice-1, Ice-2, and Sea Ice retracking algorithms over the ENVISAT RA-2

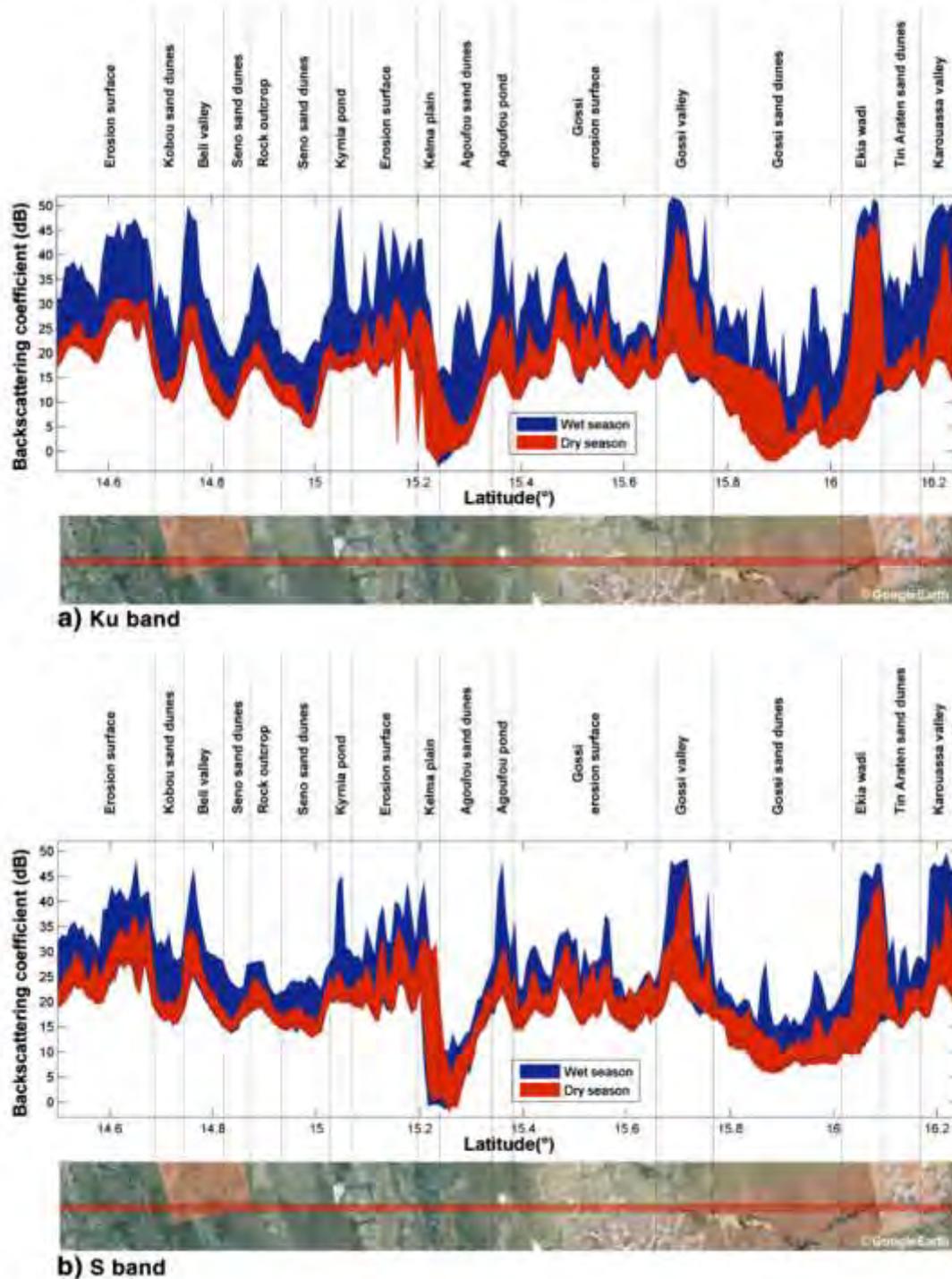


Fig. 2. Spatial variations of the backscattering coefficient along the ENVISAT RA-2 groundtrack 302 for dry (January–April) and wet (JJAS) seasons using ice-1 algorithm. a) Ku band; b) S band. Image from Google-Earth is shown for comparison.

Aullion's personal copy

groundtrack #302 between latitudes 14.5° and 16.25°. This spatial resolution is chosen as it captures the spatial heterogeneity of the surface (Mougin et al., 2009) and of the local soil moisture condition (Baup et al., 2007; de Rosnay et al., 2009). It corresponds to three different 18 Hz measurements which footprint centers are separated by 370 m for Ice-1, Ice-2, and Sea Ice σ_0 , and one 1 Hz measurements (corresponding to a distance of 7.5 km) for Ocean σ_0 .

In the following, only the results obtained with the Ice-1 retracking algorithm are displayed. Results using the three other retracking algorithms are cited and discussed in the text.

3.1. Backscattering coefficient seasonal variations along the latitudinal transect

The extreme values reached per grid cell over the whole observation periods by σ_0 for Ku-band (8 years) and S-band (5.4 years) are identified for the Ice-1 processing during the wet seasons (June to September) and the core of the dry season (January to April). Similar profiles are obtained for Ku and S bands with a lower dynamics for the S band in general, especially over sandy areas. The spatial σ_0 dynamics during the dry season is slightly larger for S-band than for

Ku-band. On the contrary, the spatial dynamics during the wet season is lower for S-band than for Ku-band. This can be due both to the larger footprint of S band that encompasses surfaces of different types (i.e., mix between rocky, sandy and clay soils, or presence of permanent ponds far from nadir that have a signature in S but not in Ku bands) and to a lower sensitivity of the S band (wavelength of 9 cm) to changes in surface roughness. Lower values of backscattering coefficients are generally observed over sandy surfaces (fixed dunes) whereas higher values are found over rocky surfaces (erosion surfaces) and surfaces containing temporary open water (ponds and wadi). The higher surface roughness of the sandy surfaces could account for a smaller backscattering response in the nadir direction. The yearly amplitude of the backscattered signal exhibits large variations along the latitudinal transect, from 10 to 30 dB for Ku-band and from 10 to 20 dB for S-band over sandy surfaces, from 15 to 30 dB for Ku-band and from 15 to 20 dB for S-band over erosion rocky surfaces, and reaches 45 dB over water bodies for both bands, as illustrated by the response of the Ekiya wadi (16.05° N).

Similar along-track profiles are obtained with the other retracking algorithms. However the profiles established with Ocean are smoother as only 1 Hz data are available with this processing.

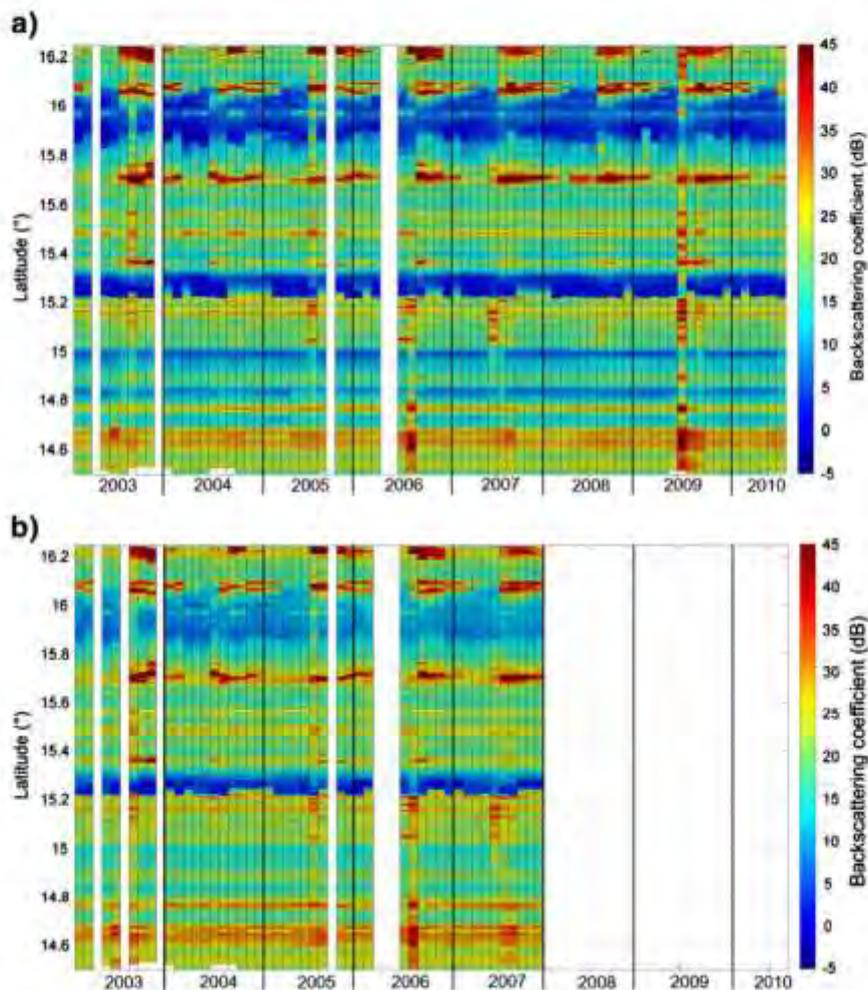


Fig. 3. Space-time diagram of ENVISAT RA-2 data over the AMMA-CATCH mesoscale window with Ice-1 backscattering coefficient values for a sampling rate in latitude of 0.008° (about 1 km). Blank stripes correspond to missing or corrupted values. a) Ku-band (2003–2010); b) S-band (2003–2007).

3.2. Spatio-temporal variations along the latitudinal transect

The latitudinal variations of the backscattering coefficient from the track #302 are plotted as a function of time over the 2003–2010 period for Ku-band (Fig. 3a) and over the 2003–2007 period for S-band (Fig. 3b). They both exhibit a well-marked seasonality with higher values of σ_{θ} during the rainy season, particularly at latitudes above 15.4°N where rocky soil types and ponds are more important. However, for the same type of surface, the values are generally higher in the South than in the North in agreement with the rainfall gradient (Frappart et al., 2009). During the wet season, three zones in the North (around 15.75°, 16.1° and 16.2° of latitude) present very strong backscattering coefficients at both frequencies. They correspond to

the temporarily open waters of Quart Fotou valley, Ekia wadi and Karouassá valley. High σ_{θ} values are observed over wide portions of the latitudinal transect for several annual cycles. They can be related to rainfall events affecting the whole or large parts of the Gourma region as for example the strong rainfalls that occurred on August 11th, 2006 simultaneously with ENVISAT cycle 50 and the rainfall on June 26th, 2009 a few hours before ENVISAT cycle 80.

Besides, locally harsh topography affects data availability. The retracking algorithms based on modeling of the surface response (Ice-2 and Ocean) are unable to provide valid data over the erosion surface at 15.15° of latitude, and at the vicinity of the Hombori mounts (15.3° of latitude). This is likely due to the inability to fit the parameters of theoretical waveforms on the observed ones

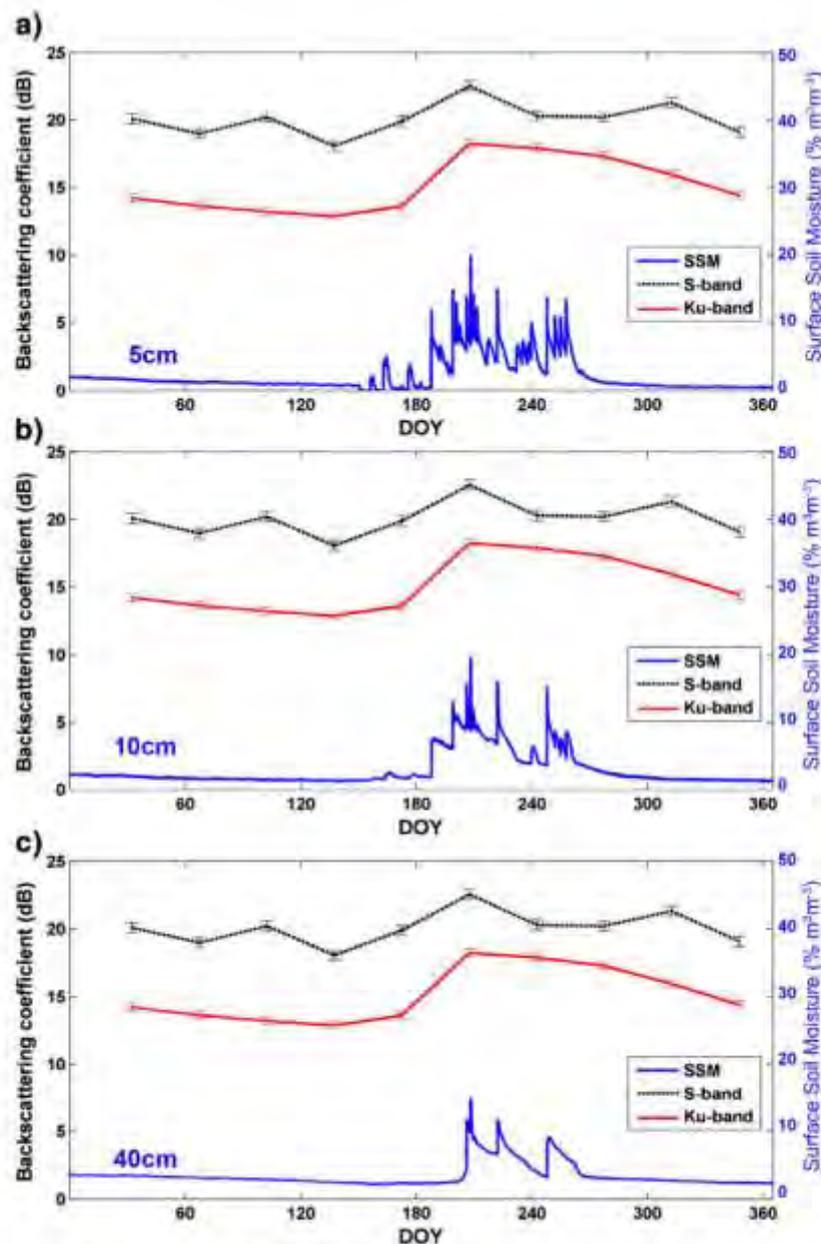


Fig. 4. Time variation of volumetric soil moisture in % $m^3 m^{-3}$, and Ice-1 algorithm backscattering coefficient σ_{θ} in dB for S-band (---) and Ku-band (—) at Agoufou site for year 2007. a) Soil moisture measurements at 5 cm depth; b) Soil moisture measurements at 10 cm depth and c) soil moisture measurements at 40 cm depth.

Table 4
Correlation coefficient (r) and Root Mean Square Error (RMSE) between in-situ measurement of surface soil moisture and S-band backscattering coefficients for the study sites.

Site	Agoufou			Bangui Mallam			Ekiá			Kyrnia			
Period	2005–2007			2005–2007			2005–2007			2007			
Mean distance (km)	3			9.5			5.5			3			
SSM depth (cm)	5	10	40	5	10	40	5	10	30	5	10	30	
Ice-1	N	25	25	25	20	20	20	22	22	22	8	8	8
	r	0.50*	0.41*	0.43*	0.64**	0.73**	0.40	0.70**	0.82**	0.80**	0.68	0.94**	0.98**
	RMSE (%)	3.87	4.34	4.97	4.52	3.28	6.77	2.62	1.93	2.14	4.44	1.98	1.34
Ice-2	N	24	24	24	20	20	20	22	22	22	8	8	8
	r	0.68**	0.66**	0.70**	0.75**	0.62**	0.58**	0.73**	0.83**	0.80**	0.76*	0.97**	0.99**
	RMSE (%)	2.4	3.27	2.41	3.37	4.35	4.11	2.41	1.67	2.13	3.54	1.29	0.78
Ocean	N	26	26	26	21	21	21	23	23	23	8	8	8
	r	0.27*	0.36	0.41*	0.65**	0.64**	0.34	0.55**	0.70**	0.70**	0.73*	0.96**	0.99**
	RMSE (%)	7.94	7.37	5.19	3.36	4.12	7.68	3.93	2.77	2.86	3.96	1.55	0.84

* Significance > 95%.
** Significance > 99%.

whereas the empirical retracking processes (center of gravity for Ice-1 and maximum for Sea Ice of the waveform) are more robust.

4. Surface soil moisture estimation

4.1. Relationship between backscattering coefficient and SSM

In this section, the time variation of RA backscattering coefficients at the vicinity of the 6 in situ soil moisture stations (Ekiá, Eguerit, Bangui Mallam, Agoufou, Kyrnia and Kobou) are analyzed and compared to the temporal variation of SSM measured in situ.

Two methods are used to build time series of backscattering coefficients at the vicinity of a ground soil moisture station. The first approach is based on the definition of a rectangular window of a few kilometers width around the nominal altimeter track corresponding to an area homogeneous in soil texture and topography. To obtain the backscattering coefficients time series, all the measurements that fall within this window are averaged for each cycle. This method is similar to the one used to derive water levels of rivers and lakes from radar altimetry data (e.g. Frappart et al., 2006a). The second approach consists in selecting the backscattering coefficient data the closest from the soil moisture site. However, at Ekiá site [see Fig. 1 and Table 1], the selected data are the closest from a location 7 km to the South-west of the site instead, in order to minimize the effect of the presence of a temporary pond northward of the soil moisture site. The results presented below are obtained using the second

approach that provides better results (i.e. higher correlation and lower RMSE).

The backscattering coefficients for Ku- and S-bands display a strong seasonality. Maxima of σ_0 are observed during the peak of the rainy season in close relation with SSM content measured at 5 and 10 cm depths, as illustrated for the Agoufou site for the Ice-1 algorithm (Fig. 4).

Rainfall events (not shown in Fig. 4) trigger an increase of SSM and as a consequence, an increase of the backscattering coefficient. The stronger the rainfall, the larger the response of the surface is. The variations of σ_0 during the dry season (<2 dB in Ku band and <3 dB in S band) can be related to instrumental noise and changes in the sampled surface caused by variations around the nominal track of the satellite. The variations over time of Ku-band σ_0 calculated with the Ice-1 retracking algorithm are compared to the variations of SSM measured at 5 cm depth for the different SSM sites. The yearly amplitudes of Ku-band σ_0 i.e. the difference in dB between the highest and lowest observed backscattering values vary from 4 to 20 dB, the highest values corresponding to the wettest years when in situ SSM is maximum. Although the seasonal σ_0 variations exhibit similar amplitudes across different sites, backscattering absolute values differ from one site to another. This may be caused by the heterogeneity of landscapes, the dispersion of radar measurements along the satellite track, and the presence of surface water. Higher correlations (by at least 0.15) between σ_0 and SSM are found when the closest σ_0 data to the soil moisture sites are selected rather than when

Table 5
Correlation coefficient (r) and Root Mean Square Error (RMSE) between in-situ measurement of surface soil moisture and Ku-band backscattering coefficients for the study sites.

Site	Agoufou			Bangui Mallam			Eguerit			Ekiá			Kobou			Kyrnia		
Period	2005–2010			2005–2010			2008–2009			2005–2010			2008–2010			2007–2010		
Mean distance (km)	3			0.5			2			5.5			9.7			3		
SSM depth (cm)	5	10	40	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30
Number of samples	56	56	56	27	49	49	13	51	51	51	28	28	28	29	29	29	29	29
Ice-1	r	0.85**	0.85**	0.55**	0.7**	0.73**	0.3**	0.95**	0.59**	0.63**	0.55**	0.52**	0.33	0.54**	0.66**	0.66**	0.66**	0.6**
	RMSE (%)	1.74	1.85	3.29	3.63	3.22	8.35	1.98	3.32	2.84	3.65	5.84	10.8	4.61	4.59	5.09	6.26	6.26
Ice-2	r	0.83**	0.86**	0.54**	0.7**	0.73**	0.26	0.94**	0.59**	0.61**	0.52**	0.55**	0.36	0.54**	0.66**	0.64**	0.64**	0.52**
	RMSE (%)	1.85	1.76	3.4	3.54	3.23	9.67	2.36	3.33	2.99	3.94	5.34	10.03	4.66	4.51	5.38	7.79	7.79
Sea ice	r	0.82**	0.83**	0.54**	0.69**	0.73**	0.3**	0.95**	0.58**	0.63**	0.55**	0.52**	0.33	0.55**	0.64**	0.64**	0.64**	0.59**
	RMSE (%)	1.9	2.02	3.4	3.66	3.19	8.32	2	3.44	2.86	3.61	5.8	10.83	4.59	4.78	5.35	5.35	5.53
Ocean	r	0.52**	0.54**	0.24**	0.62**	0.71**	0.23	0.95**	0.46**	0.54**	0.56**	0.55**	0.39**	0.38**	0.53**	0.49**	0.45*	0.45*
	RMSE (%)	4.32	4.63	5.89	4.38	3.41	11.72	2.05	4.74	3.65	3.6	5.35	8.85	4.25	6.44	8	8.29	8.29

* Significance > 95%.
** Significance > 99%.

Author's personal copy

several measurements are averaged over a given window. Correlation coefficients (r) and RMSE obtained by linear regression between both bands backscattering coefficients and SSM are presented in Table 4 for S-band and Table 5 for Ku-band. If the sites with a small number of observations (Eguerit and Kyrnia at S-band) are excluded, both frequencies show similar results with higher correlation found for Agoufou (at 5 and 10 cm) at Ku-band and Ekia (at 10 and 30 cm) at S-band. Since the period of observations is longer at Ku-band (~8 years) than at S-band (~5 years), in the following, analysis are performed only with the measurements acquired at Ku band (Fig. 5).

A very good agreement is found for the sites presenting homogeneous surface conditions within the altimeter footprint. For instance, the Agoufou and Bangui Mallam sites are located in large fixed sandy dunes with low and gentle elevation changes (a few meters). The closer to the ENVISAT track the measurements site, the better the

correlation is. Correlation coefficients of 0.95 and 0.86 and RMSE of 1.98% and 1.74% are obtained between 5 cm depth SSM and Ice-1 estimated σ_0 for short distances of 2–3 km (Eguerit and Agoufou) whereas correlation coefficients (RMSE) range from 0.7 to 0.52 (3.61% to 5.84%) for distances larger than 5.5 km (Bangui Mallam, Ekia and Kobou). The poor results obtained at the Kyrnia site located at only 3 km from the altimeter swath are likely due to the presence of a temporary pond close to the site. Overall, the results are quite similar for SSM measured at 5 and 10 cm depth, as a mark of the soil moisture homogeneity close to soil surface. Similar results are found with Ice-2 and Sea Ice based σ_0 . Overall, lower performances are obtained for Ocean processed data as no high frequency data (18 Hz) are available.

Scatterplots of backscattering coefficients as a function of measured SSM (Fig. 6) sometimes display very high values of σ_0 .

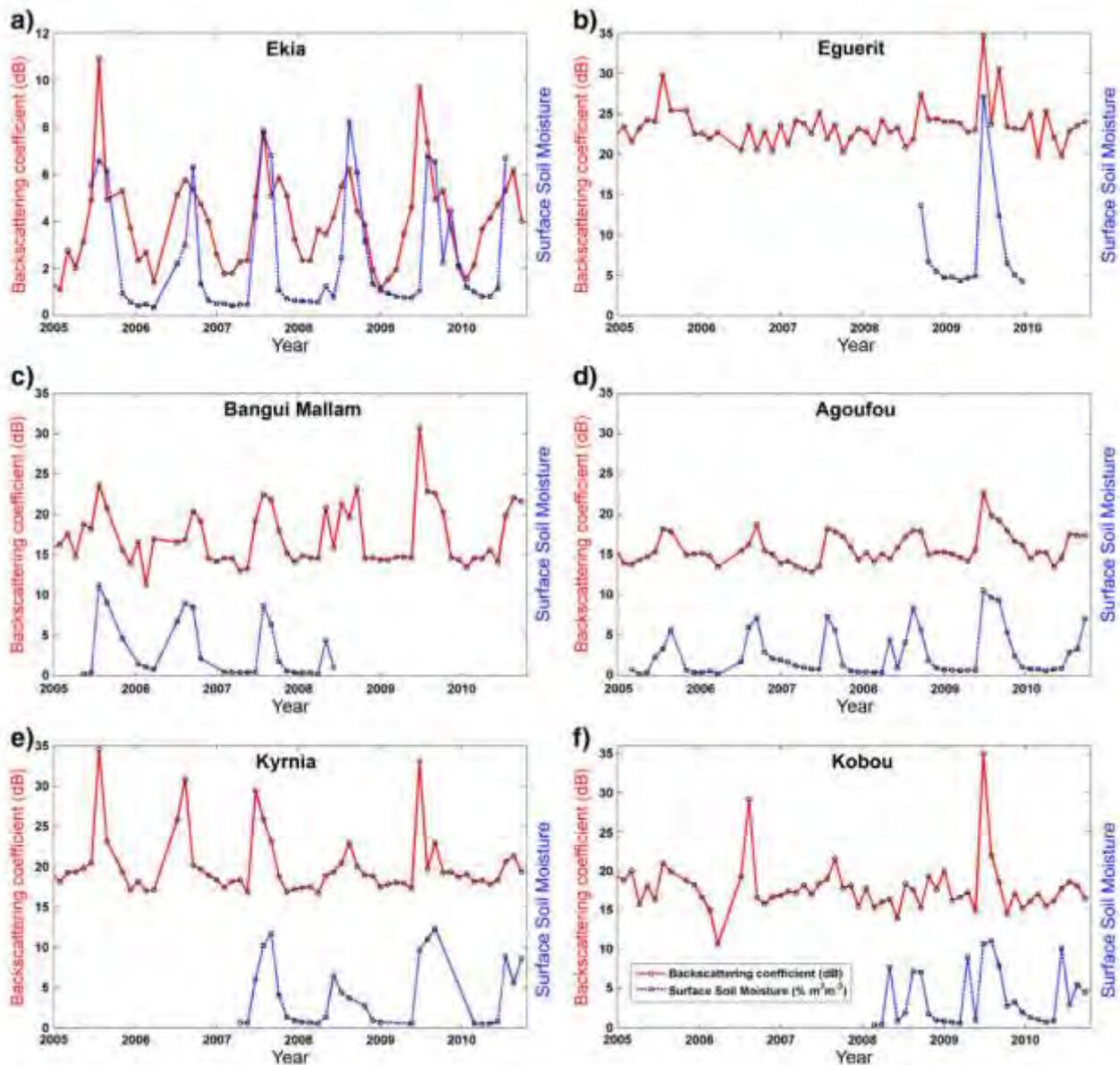


Fig. 5. Temporal variations of Ku-band Ice-1 backscattering coefficient σ_0 (—) in dB and volumetric soil moisture (SSM in %) at 5 cm depth (---) over the period January 2005–October 2010. a) Ekia; b) Eguerit; c) Bangui Mallam; d) Agoufou; e) Kyrnia; f) Kobou.

(> 30 dB) that do not correspond to high SSM measured in situ (see for example Fig. 6e–f). These off layers can be related to strong rainfall events that took place a couple of hours before the altimeter overpass (e.g. on June 26th, 2009) generating temporary puddles that enhanced the radar signal. In the case of Bangui Mallam, in situ soil moisture measurements are not available after mid-July 2008 at 5 cm depth.

4.2. Effect of seasonal dynamics of vegetation on SSM estimation

To determine whether the presence of vegetation affects the SSM- σ_0 relationships the variation of Ice-1 estimated σ_0 is plotted

against the measured Leaf Area Index (LAI) during the 2005–2010 growing seasons for the Agoufou site. Methodology of LAI in situ measurements are detailed in Mougin et al. (submitted for publication). The maximum corresponding herbaceous vegetation cover at the Agoufou site is about 50%.

For LAI > 0.2, the backscattering coefficient decreases (~ 2 dB) as the LAI increases with a correlation coefficient of -0.6 suggesting a weak attenuation of the radar wave by the vegetation layer. The impact of vegetation remains anyway small because (i) the radar altimeter is a nadir-looking instrument which means that the electromagnetic field crosses less vegetation (smaller canopy optical thickness) than side-looking radars (SAR or scatterometer) that

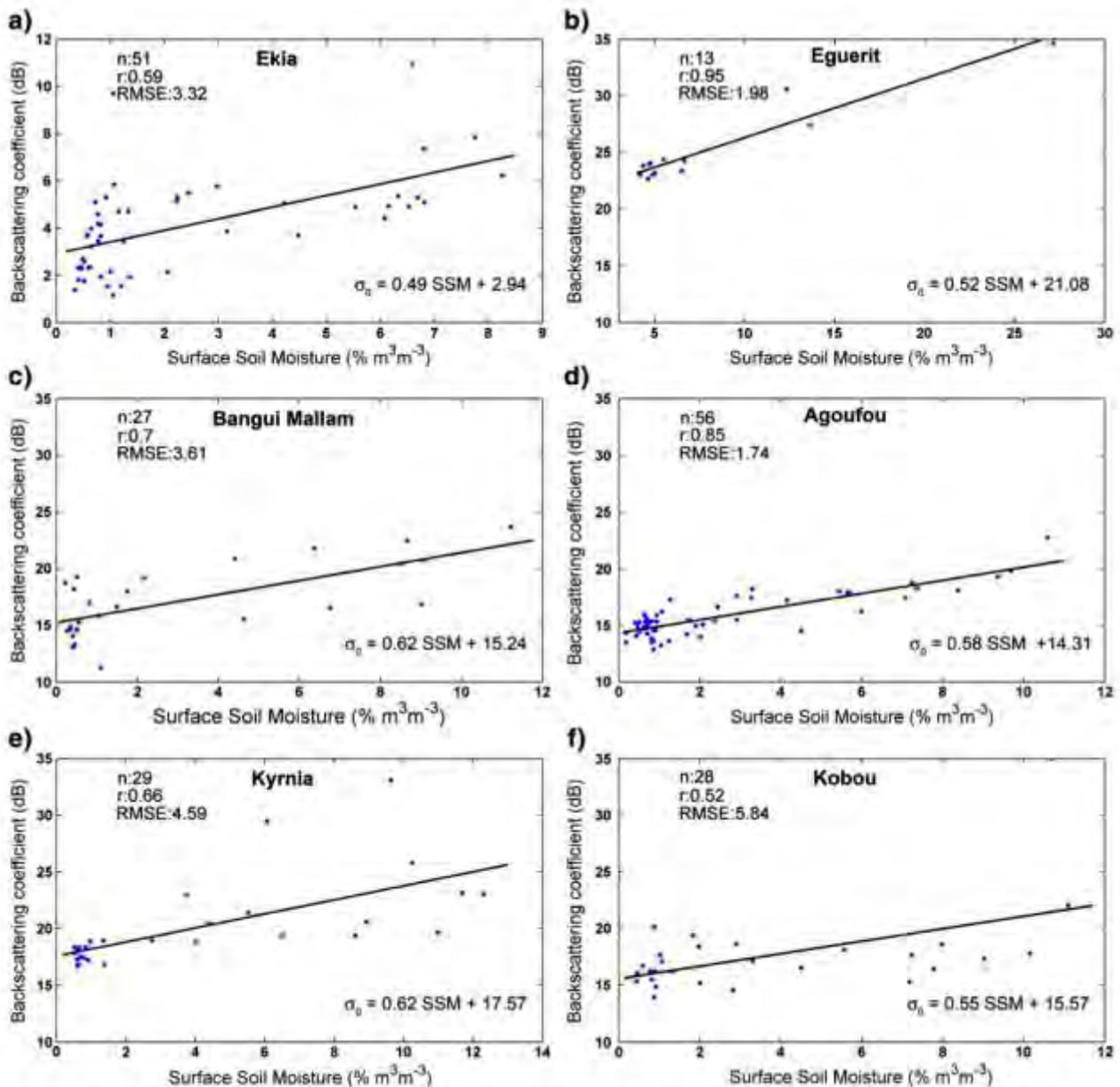


Fig. 6. Scatterplot of Ku-band Ice-1 backscattering coefficient (σ_0) (in dB) versus volumetric soil moisture (SSM in %) at 5 cm depth. Correlation coefficients (r), Root Mean Square Error (RMSE) in % of soil moisture, and number of data (n) are also indicated. a) Ekia; b) Eguerit; c) Bangui Mallam; d) Agoufou; e) Kyrnia; f) Kobou.

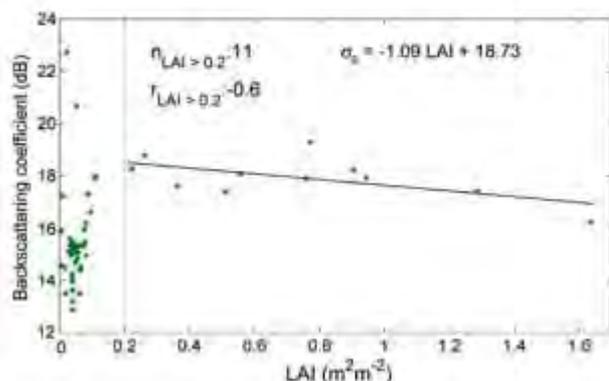


Fig. 7. Scatterplot of backscattering coefficient α_0 (Ice-1 algorithm) versus Leaf Area Index (LAI) for the Agoufou site. Correlation coefficients (r) and number of samples (n) for $|LAI| > 0.2$ are given for the period 2005–2010. The linear equation is indicated.

observe the surface at angles greater than 10° , (ii) the Sahelian vegetation cover remains low even at the peak of the wet season (except in seasonally flooded forests that are not considered here) (Fig. 7).

For low LAI ($|LAI| < 0.2$) the observed increase of the backscattering coefficient with LAI could be attributed to an enhancement of the scattering by the vegetation layer as already observed on crops by Ulaby et al. (1984).

4.3. Linear regression and SSM estimation

Based on the experimental relationships displayed in Fig. 6, a general linear regression is established between normalized α_0 and SSM for the sandy soils dominant across the Gourma mesoscale window (58% of the whole surface). Coefficients of the linear regression between normalized backscattering coefficients and in situ SSM measurements for the three sandy sites (Agoufou, Bangui Mallam and Ekia) are determined and averaged (Fig. 8). Following the methodology proposed by Wagner and Scipal (2000) and Zribi et al. (2007), the normalized backscattering coefficients is calculated as the difference between the actual backscattering value and the mean backscattering value estimated over the core of the dry season (January to April) for each site. Indeed, the normalized backscattering coefficients reflect the radar dynamics of the different surface types.

Finally, altimeter-derived SSM time series are estimated by inverting the general linear relationship between backscattered and SSM established on sandy soils, for both 5 cm and 10 cm depths.

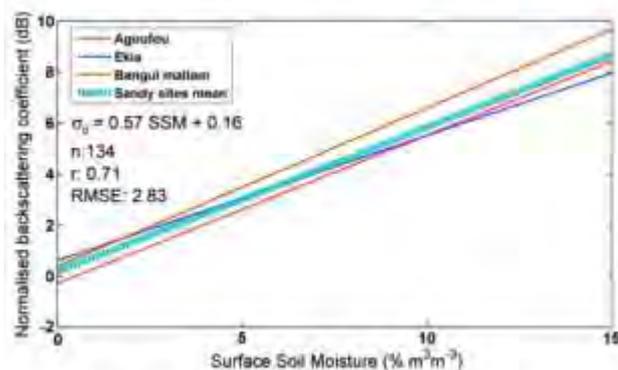


Fig. 8. Linear regression of the Ice-1 normalized backscattering coefficient α_0 versus volumetric soil moisture at 5 cm for the sandy sites. The mean sandy site regression equation is indicated, along with the number of samples considered (n), the correlation coefficient (r) and the Root Mean Square Error (RMSE) given in % of soil moisture.

Table 6

Correlation coefficient (r) and Root Mean Square Error (RMSE) between in-situ measurement of surface soil moisture and Ku-band altimetry-derived surface soil moisture estimation for the 3 sandy sites of Agoufou, Bangui Mallam and Ekia.

Site		Agoufou		Bangui Mallam		Ekia	
		5	10	5	10	5	10
In-situ SSM measurement depth (cm)							
Ice-1	r	0.88**	0.87**	0.72**	0.73**	0.71**	0.64**
	RMSE (%)	1.39	1.50	3.29	3.79	2.26	2.33
Ice-2	r	0.86**	0.80**	0.76**	0.73**	0.74**	0.64**
	RMSE (%)	1.62	1.53	2.35	2.93	2.40	2.70
Sea ice	r	0.87**	0.85**	0.71**	0.74**	0.72**	0.66**
	RMSE (%)	1.44	1.58	3.03	3.36	2.22	1.21
Ocean	r	0.69**	0.68**	0.65**	0.71**	0.49**	0.54**
	RMSE (%)	3.15	3.26	2.76	2.52	3.16	2.99**

** Significance > 95%.

** Significance > 99%.

Comparisons between in situ and altimetry-derived SSM are analyzed for the sandy sites using the four retracking algorithms. Results of these comparisons (RMSE and correlation coefficients) are summarized in Table 6 and an example of time series of altimetry-derived SSM is given for the Agoufou site (Fig. 9). The error introduced by the inverse function in the SSM derived from α_0 is 0.4% SSM obtained as the ratio between the error on α_0 (maximum value of 0.3 dB according to Pierdicca et al., 2006) and the slope of the mean linear regression.

4.4. Comparisons with ASCAT-derived SSM estimates

To compare the ASCAT derived SSM products at a resolution of 35 km to the ENVISAT RA-2 derived estimates, correlation coefficients have been calculated. For each product, the reference point is the location of the in-situ measurement site. Hence the ASCAT-derived SSM chosen for each study site is the one of the pixel containing the reference point. Outliers in the ASCAT-derived SSM are filtered out using a threshold of 30% of SSM. All the values of ENVISAT RA-2 derived SSM that fall within the ASCAT pixel corresponding to the site (see Section 4.1) are averaged. Consequently, at a given time, between 80 and 100 backscattering coefficients are taken into account. The acceptable time offset between ASCAT measurements and ENVISAT RA-2 data has been limited to 18 h.

Comparisons between altimetry derived SSM (for both 5 cm and 10 cm inverse functions) and ASCAT SSM products are performed

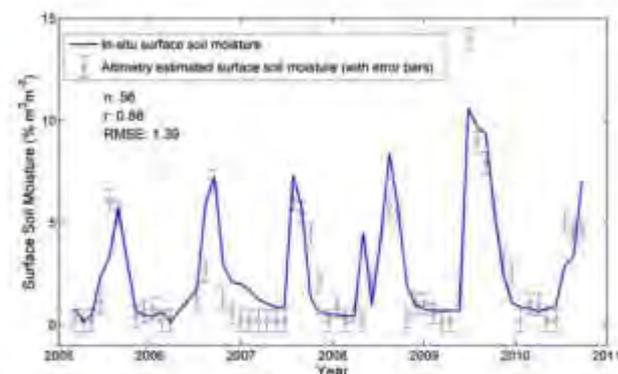


Fig. 9. Time variation of the volumetric soil moisture at Agoufou, measured at 5 cm depth (plain line) and estimated (circles with error bars) using the general α_0 -SSM relationships for sandy soils for Ice-1 backscattering coefficients. Are also indicated the number of samples considered (n), the correlation coefficient (r) and the Root Mean Square Error (RMSE) given in % of soil moisture.

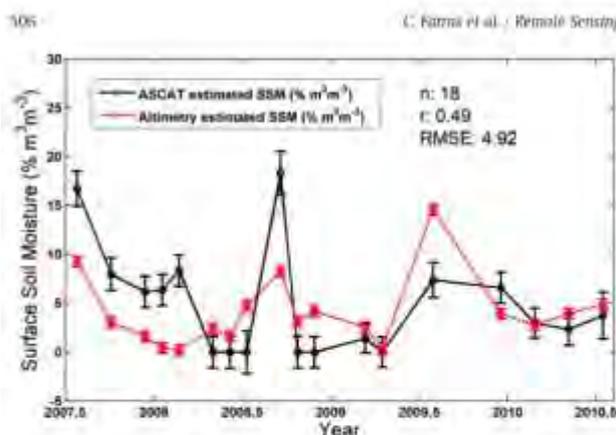


Fig. 10. Time variation of ASCAT SSM product and ENVISAT Ice-1 SSM estimation for the Agoufou site from 2007 to 2010, with the corresponding error bars. Are also indicated the numbers of samples considered (n), the correlation coefficient (r) and the Root Mean Square Error (RMSE) given in % of soil moisture.

for the measurements sites of Agoufou, Bangui Mallam, and Ekia. For the Agoufou site the time series are established from May 2007 to October 2010 (Fig. 10), the common period of availability of the ASCAT and ENVISAT data. The altimetry-derived SSM averaged over the ASCAT pixel exhibit similar temporal variations in phase with ASCAT-based SSM but with large difference of amplitudes reaching up to $12\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ of SSM. The correlation coefficients and RMSE calculated between the four different altimetry-based and ASCAT-derived SSM for the three selected sites (Table 7) exhibit large variations from one region to another with correlations around 0.5 for Agoufou, 0.4–0.5 for Ekia and only 0.3–0.4 for Bangui Mallam, and RMSE lower than 5% except at Ekia. These discrepancies can be accounted for the widely different scales observed by each sensor: ASCAT-based estimates are representative of larger areas ($\sim 1200 \text{ km}^2$) than ENVISAT-derived SSM ($\sim 250 \text{ km}^2$) using the ENVISAT integration over the ASCAT pixel.

5. Conclusion

This study has shown that backscattering coefficients at Ku-obtained from ENVISAT RA-2 data can be related to the temporal variation of moisture content in the upper soil profile. In situ SSM measurements and backscattering coefficients have been found generally well correlated, even if the quality of the relationships highly depends on i) the distance between the measurement site and the

altimetry track, ii) the presence of open water in the altimeter footprint, iii) the topography of the site and the retracking algorithm. The best results are obtained for backscattering coefficients processed with Ice-1, Ice-2, and Sea-Ice algorithms compared to the Ocean retracking algorithm as no 20 Hz measurements are available with the latter one. A linear relationship between radar altimetry backscattering coefficients and SSM is established for the dominant sandy sites, similar to the ones previously found using ENVISAT-ASAR data over the same study area (see Baup et al., 2007, 2011). Only a small attenuation by the vegetation cover is found allowing SSM to be accurately estimated from radar altimetry data without any correction. To our knowledge, this is the first demonstration of the potentialities of radar altimetry to derive surface soil moisture in a semi-arid environment.

Comparisons of altimetry derived SSM with low spatial resolution SSM products obtained from ASCAT scatterometer data show reasonable correlation between the two satellite-derived estimates. Radar altimetry-based SSM products offer new and complementary information to relate the local (in situ) to the regional ($\sim 25 \text{ km}$) scales, and demonstrate a strong potential to evaluate low resolution satellite SSM products to be used in a down-scaling approach.

Improvements of altimetry derived SSM are expected from the use of higher spatial resolution altimetry data such as those that will be provided by the French-Indian AltiKa radar altimetry mission to be launched in August 2012.

Acknowledgments

This work was performed within the framework of the AMMA project. Based on a French initiative, AMMA has been constructed by an international group and is currently funded by large number of agencies, especially from France, the UK, the US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on the scientific coordination and funding is available on the AMMA international web site (<https://www.amma-eu.org/>). This work was funded by the Programme National en Télédétection Spatiale (PNTS) in the framework of the project "Potentialités des altimètres radars spatiaux pour l'hydrologie en zone sahélienne. Perspectives pour la mission SWOT".

The authors thank the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) at Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), Toulouse, France for providing the ENVISAT RA-2 GDR dataset used in the present study.

References

- Bamber, J. L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 925–938.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Hironaka, P., Frappart, E., Frison, P. L., et al. (2011). Mapping surface soil moisture over the Gourma mesoscale site (Mali) by using ENVISAT-ASAR data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 603–616.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Timonik, F., & Chônerie, I. (2007). Surface soil moisture estimation over the AMMA Sahelian site in Mali using ENVISAT/ASAR data. *Remote Sensing of Environment*, 109(4), 473–481.
- Birkett, C. M. (1995). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), 25,179–25,204.
- Birkett, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34(5), 1223–1239.
- Birkett, C. M., Meries, I. A. K., Durso, T., Costa, M. H., & Javinski, M. J. (2002). Surface water dynamics in the Amazon basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8059–8080.
- Bramer, S. M. S., Berry, P. A. M., & Carter, J. (2010). The use of radar altimetry in soil moisture monitoring in support of the SMOS mission. *Proceedings of Earth Observation and Water Cycle Science, Frascati, Italy, 18–20 November 2009 (ESA SP-674, January 2010)*.
- Brown, G. S. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1), 67–74.
- Brunner, C., Faß, U., Papen, H., Szarzynski, J., Wassmann, R., & Brüggemann, N. (2008). Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and oxygen

Table 7. Correlation coefficients (r), bias and RMSE between ASCAT SSM products and RA-2 Ku-band derived SSM for 3 study sites (Agoufou, Bangui-Mallam and Ekia)

Site	Agoufou		Bangui Mallam		Ekia		
	5	10	5	10	5	10	
Ice-1	r	0.49 [*]	0.47 [*]	0.30	0.30	0.42	0.43
	RMSE (%)	4.92	4.92	4.04	3.95	10.41	9.25
	bias	0.9062	0.72	-0.90	-1.18	-8.01	-6.77
Ice-2	r	0.56 [*]	0.54 [*]	0.39	0.39	0.48 [*]	0.48 [*]
	RMSE (%)	4.59	4.67	3.70	3.65	7.98	7.45
	bias	1.48	1.09	-0.99	-1.40	-6.97	-6.56
Sea Ice	r	0.40 [*]	0.47 [*]	0.30	0.30	0.43	0.43
	RMSE (%)	4.89	4.91	3.99	3.91	9.83	8.79
	bias	0.91	0.69	-0.99	-1.29	-7.35	-6.31
Ocean	r	0.50 [*]	0.50 [*]	0.29	0.29	0.45	0.45
	RMSE (%)	4.82	4.83	3.72	3.71	5.45	5.43
	bias	0.3135	-0.0968	-1.21	-1.64	-4.51	-4.78 ^{**}

^{*} Significance > 95%.

^{**} Significance > 99%.

- exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa). *Journal of Geophysical Research*, 113, G02030, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JG005563> (1 pp).
- Cazenave, A., Bonnefond, P., & Do Minh, K. (1997). Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: Level now falling. *Geophysical Research Letters*, 25(2), 155–158.
- Chelton, B. C., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L., & Callahan, P. S. (2001). Satellite altimetry. In L. Fu, & A. Cazenave (Eds.), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications* (pp. 1–131). Academic Press.
- Crétaux, J. F., Calmant, S., Romanowski, V., Shibuyin, A., Uyard, F., Berge-Nguyen, M., et al. (2009). An absolute calibration site for radar altimeters in the continental domain: Lake Issyk-Kul in Central Asia. *Journal of Geodesy*, 83(8), 723–735.
- Codlip, W., Ridley, J. K., Strawbridge, F., Harris, A., & Rapley, C. G. (1994). Detecting surface roughness and moisture variations in deserts. *Proceedings of the 3rd ERS-1 Symposium, Hamburg 1993*, ESA SP-361 (pp. 849–853).
- de Rosnay, P., Grubler, C., Timouk, F., Baup, F., Mougin, E., Hiermaux, P., et al. (2009). Multi-scale soil moisture measurements over the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 241–252 [AMMA CATCH special issue].
- ESA (2002). *ENVISAT RA2/MWR Product handbook. RA2/MWR products user guide*.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., & Cazenave, A. (2006). Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100(2), 252–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.027>.
- Frappart, F., Do Minh, K., L'Hermite, J., Cazenave, A., Ramillen, G., Le Traor, T., et al. (2006). Water volume change in the lower Mekong from satellite altimetry and imagery data. *Geophysical Journal International*, 167(2), 570–584. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365246X.2006.03184.x>.
- Frappart, F., Hiermaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kerguel, L., Arjoum, M., et al. (2009). Rainfall regime over the Sahelian climate gradient in the Gourma, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 128–142 [AMMA CATCH special issue].
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., Leon, J.-G., & Cazenave, A. (2005). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, 99(4), 387–399.
- Hayne, G. S. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5), 687–692.
- Hiermaux, P., Mougin, E., Diarra, L., Soumaguel, N., Lavenu, F., Tracol, Y., et al. (2009). Rangeland response to rainfall and grazing pressure over two decades: herbaceous growth pattern, production and species composition in the Gourma, Mali. *Journal of Hydrology*, 375, 114–127.
- Küster, R. D., Dirmeyer, P., Guo, Z., Bonan, G., Cox, P., Gordon, C., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *The Sciences*, 302, 1038–1040.
- Laxon, S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 915–924.
- Legrésy, B. (1995). Etude de retracking des surfaces des formes d'onde altimétriques au-dessus des calottes. rapport CNRS, CI/ED/TU/ID96.188, contrat n° 856/2.95/CNRS/006-81 pp.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., & Zanife, O. Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95, 150–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.018>.
- Legrésy, B., & Rémy, F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations. *Journal of Glaciology*, 43(144), 197–206.
- Mladenova, I., Lakshmi, V., Walker, J. P., Parascera, R., Wagner, W., & Doublova, M. (2010). Validation of the ASAR Global Monitoring Mode Soil Moisture Product Using the NAFEDS Data Set. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48, 2498–2508.
- Moran, M. S., Hymer, D. C., Qi, J., & Sano, E. E. (2000). Soil moisture evaluation using temporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105, 69–80.
- Mougin, E., Denierez, V., Hiermaux, P., Diawara, M., Berg, A. (submitted for publication). Estimation of LAI, Cover and APAR of a Sahelian grassland (Gourma, Mali). *Agricultural and Forest Meteorology*.
- Mougin, E., Hiermaux, P., Kerguel, L., de Rosnay, P., Grippa, M., Timouk, F., et al. (2009). The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climate variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 14–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.0045>.
- Nasiri, V., Scipal, K., Bartsis, Z., Hasenauer, S., & Wagner, W. (2009). An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7), 1999–2013. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2008.2011617>.
- Papa, F., Legrésy, B., & Rémy, F. (2003). Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. *Remote Sensing of Environment*, 87, 136–147. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00136-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00136-6).
- Peacock, N. R., & Laxon, S. W. (2004). Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 109, C07001.
- Pierdacia, N., Greco, B., Bignami, C., Ferrazzoli, P., Mattioli, V., & Pulvirenti, L. (2006). The calibration of the Envisat radar altimeter by a passive technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11), 3297–3307.
- Riedlberger, J.-L., Thorncroft, G., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., & Polcher, J. (2006). African monsoon, multidisciplinary analysis (AMMA): An international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1739–1746.
- Ridley, J., Strawbridge, F., Carl, R., & Phillips, H. (1996). Radar backscatter characteristics of a desert surface. *Remote Sensing of Environment*, 57(2), 63–78.
- Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rottuno Filho, O. C., Cochonneau, G., & Marivaux, W. J. (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimeter missions. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2160–2181. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.020>.
- Tansey, K. J., Millington, A. C., Battikh, A. M., & White, K. H. (1999). Monitoring soil moisture dynamics using satellite imaging radar in northeastern Jordan. *Applied Geography*, 19, 325–344.
- Taylor, C. T., Harris, P. P., & Parker, D. J. (2010). Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: a case study from the AMMA Special Observing Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 456–470.
- Ulaby, F. T., Allen, C. T., Eger, G., & Kanematsu, E. (1984). Relating the microwave backscattering coefficient to Leaf Area Index. *Remote Sensing of Environment*, 14, 113–133.
- Ulaby, E. T., Fung, A. K., & Moore, R. K. (1986). *Microwave and remote sensing active and passive*. Norwood, MA: Artech House.
- Wagner, W. (1998). *Soil moisture retrieval from ERS scatterometer data*. PhD dissertation, Institute for Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna University of Technology, 131 pp.
- Wagner, W., & Scipal, K. (2000). Large-scale soil moisture mapping in western Africa using the ERS Scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 1777–1782.
- Wehr, T., & Attema, E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products. *Advances in Space Research*, 28(1), 83–91.
- Wingham, D. J., Rapley, C. G., & Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS'86 Symposium*, Zurich, 9–11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254 (pp. 1339–1344).
- Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T. M., et al. (1997). Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79(1–4), 117–161.
- Zell, C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter: Instrument design and pre-launch performance assessment review. *Acta Astronautica*, 44, 323–333.
- Zribi, M., Aude, C., Saux-Picard, S., Desrosiers, L., Ollé, C., & Kallel, A. (2007). Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3547–3565.

5. Conclusion du chapitre

L'analyse des données radar altimétriques en provenance d'ENVISAT RA-2 et de Jason-2 a mis en évidence la complémentarité d'une visée radar au nadir par rapport à une visée latérale pour le suivi des surfaces en zone semi-aride. Sur les déserts et les forêts, les coefficients de rétrodiffusion altimétriques et diffusiométriques sont globalement stables. Toutefois, un cycle annuel induisant une variation de ± 1 dB pour la diffusiométrie sur le désert de pierre est dû au changement de sens du vent ; ce cycle n'est pas vu pour la visée au nadir. Une explication similaire pourrait expliquer les faibles variations également observées sur les sites de désert de sable. Les coefficients de rétrodiffusion sont reliés aux variations de l'humidité du sol, ce qui fait que sur les savanes, les coefficients de rétrodiffusion altimétriques (tout comme les diffusiométriques) montrent une saisonnalité très marquée, avec des valeurs plus importantes en saison humide qu'en saison sèche. La corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion altimétrique et l'humidité du sol dépend essentiellement de la distance entre le site de mesure in-situ et la trace altimétrique, de la présence d'eau de surface dans la tache au sol altimétrique, de la topographie du site et de l'algorithme de retracking choisi. La relation entre l'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion altimétrique sur les sols sableux semble linéaire, ce qui permet d'estimer directement l'humidité du sol à partir du coefficient de rétrodiffusion altimétrique sur les zones semi-arides. L'altimétrie réagit en premier par rapport à la diffusiométrie quant au changement de l'humidité du sol observé, ce qui est une conséquence de la plus grande sensibilité à l'humidité du sol au nadir. En effet, la visée latérale apporte une contribution mixte entre l'humidité du sol et la végétation. Ainsi, le couvert végétal, sur les zones semi-arides, semble avoir un impact faible sur le coefficient de rétrodiffusion pour la visée altimétrique au nadir.

Les signaux radar altimétrique au nadir varient de 0 à 40 dB environ aux bandes C et Ku. De manière générale, le niveau du coefficient de rétrodiffusion est d'autant plus important que la longueur d'onde est importante (et donc que la fréquence diminue), ce qui implique que le niveau de rétrodiffusion moyen en bande C est supérieur à celui obtenu en bande Ku. A l'inverse, la dynamique entre coefficient de rétrodiffusion en saison sèche et en saison humide est d'autant plus importante que la fréquence augmente (et donc que la longueur d'onde diminue), du moins pour les fréquences considérées.

En sus des bandes S, C et Ku, la bande Ka est utilisée en altimétrie spatiale avec la mission SARAL/AltiKa, et avec la future mission SWOT (prévue pour 2020). Or, très peu de mesures de laboratoire sur surfaces continentales existent pour le moment, ne permettant pas d'estimer l'apport de cette bande de fréquence pour l'estimation de variables hydrologiques continentales telles que l'humidité du sol ou la mesure de l'étendue des

surfaces inondées. Il devient donc légitime de vouloir mesurer cette rétrodiffusion en bande Ka, aussi bien pour des surfaces en eau que pour des surfaces continentales.

Ce qu'il faut retenir:

- Les coefficients de rétrodiffusion en provenance d'ENVISAT RA-2 en bande Ku sont reliés aux variations d'humidité du sol de surface
- Nous observons une bonne corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité du sol, qui dépend de :
 - La distance entre le site de mesure in situ et la trace altimétrique
 - La présence d'eau de surface dans la tache au sol altimétrique
 - La topographie du site
 - L'algorithme de retracking choisi
- Les données à 18Hz (Ice-1, Ice-2 et Sea Ice) sont plus précises que celles à 1Hz (Ocean), car elles permettent un choix de coefficient de rétrodiffusion plus localisé géographiquement.
- Nous observons une relation linéaire entre l'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion sur sols sableux.
- Le couvert végétal sur la zone d'étude a un faible impact sur le coefficient de rétrodiffusion.
- Les signaux rétrodiffusés par altimétrie varient de 0 à 40dB aux bandes C et Ku.
- Les signaux rétrodiffusés par diffusiométrie varient de -35 à -5dB aux bandes C et Ku.
- En général, les valeurs sont plus importantes en bande C qu'en bande Ku pour l'altimétrie.
- Un cycle annuel induisant une variation de ± 1 dB pour la diffusiométrie sur le désert de pierre est dû au changement de sens du vent ; ce cycle n'est pas vu pour la visée au nadir.
- Sur les savanes, altimètres comme diffusiomètres montrent une saisonnalité très marquée, avec des valeurs plus importantes en saison humide qu'en saison sèche.
- L'altimétrie réagit en premier par rapport à la diffusiométrie au changement d'humidité du sol ; ceci est dû à une plus grande sensibilité à l'humidité du sol au nadir, quand la visée latérale apporte une contribution mixte entre humidité du sol et végétation.
- Sur les régions semi-arides, i.e les savanes, le coefficient de rétrodiffusion suit le régime de mousson : les précipitations déclenchent une hausse de l'humidité du sol induisant une hausse de la rétrodiffusion, d'abord pour l'altimétrie, puis avec la croissance de la végétation, pour la diffusiométrie.

Chapitre III :

Mesure du coefficient de rétrodiffusion sur des surfaces continentales en bande Ka

Objectifs :

L'objectif de ce chapitre est de décrire des mesures de coefficients de rétrodiffusion sur des surfaces continentales ou en eau, en bande Ka, et pour des angles nadir ou proches-nadir.

Pour cela, nous avons réalisé deux campagnes de mesures de coefficients de rétrodiffusion en champ proche, l'une à la grande soufflerie du MIO de Marseille-Luminy sur des surfaces en eau mouvantes suivant différentes vitesses de vent (et donc différentes rugosités de surface), l'autre à l'IRSTEA de Montpellier sur des sols immobiles pour différentes humidités et rugosités. Après une description générale de la méthode de mesure et des techniques de calibration utilisées pour l'ensemble de ces expérimentations, les paramètres propres à chaque manipulation sont présentés ainsi que les résultats obtenus, pour enfin en réaliser l'analyse.

1. Principe général des mesures radar en bande Ka et en champ proche

Les travaux présentés dans ce chapitre consistent à décrire des mesures en champ proche des coefficients de rétrodiffusion sur de l'eau continentale et sur des sols paramétrés, en bande Ka et pour des angles au nadir ou proche du nadir. L'ensemble de ces études cherche à associer aux coefficients de rétrodiffusion les données de rugosité, de vent, ou encore d'humidité du sol selon la configuration de la mesure. En effet, ce type de données est encore très peu fourni pour le moment en bande Ka.

Pour les deux campagnes de mesure présentées dans ce chapitre, la première sur l'eau, la deuxième sur surface continentale, certains mécanismes et méthodes sont les mêmes, tels que les méthodes d'acquisition radar. Ce qui varie en revanche est l'obtention d'échantillons indépendants. On se place en champ proche pour avoir une tache de mesure suffisamment grande et présentant un angle d'incidence constant, étant ici dans la zone tubulaire d'une antenne parabolique (voir Chapitre I). C'est pourquoi les méthodes appliquées seront d'abord présentées en détail ici, avant de passer à la présentation des campagnes elles-mêmes et de leurs particularités.

1.1. Système d'acquisition des données radar

Le montage expérimental consiste en un réflecteur parabolique alimenté par une source électromagnétique. Ce réflecteur est fixé sur un système de deux moteurs pas à pas qui permet des rotations aussi bien en azimut qu'en incidence. Le réflecteur parabolique est un réflecteur métallique commercial, avec un demi-grand axe de 30cm et un demi-petit-axe de 25cm.

L'azimut et l'incidence sont contrôlés par des moteurs pas à pas, qui ont des pas de respectivement 0.01° et 0.001° . Ils permettent une rotation en azimut de 360° , et pouvant aller jusqu'à 45° pour l'incidence (voir Figure 23).

La source du système, qui est un guide d'onde adapté pour la bande de fréquence Ka et placé au foyer du paraboloïde, connecte l'antenne au port S11 (en mode transmission/réflexion) de l'analyseur vectoriel de réseau (Vector Network Analyzer - VNA) fonctionnant en bande millimétrique, via un câble radiofréquence (RF). Des commandes GPIB permettent de contrôler aussi bien le VNA que les moteurs (via une interface XPS pour ces derniers). L'ensemble des programmes de mouvement des moteurs et d'acquisition des données a été développé en Python.

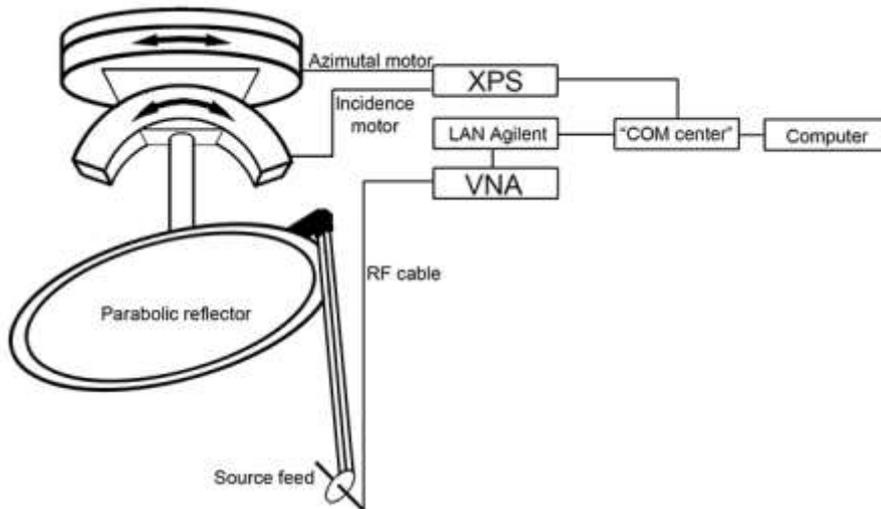


Figure 23 - Schéma du montage expérimental utilisé pour les deux campagnes de mesure.

1.2. Méthode de mesure du système

Le VNA émet et reçoit une rampe de fréquence (« chirp ») de largeur Δf , avec un pas fréquentiel de δf . La réponse impulsionnelle est obtenue par Transformée de Fourier (TF) des valeurs complexes obtenues, avec une résolution en distance de $d_R = \frac{c}{2\Delta f}$, et une distance d'ambiguïté de $d = \frac{c}{2\delta f}$, où $\Delta f = N_f \delta f$. Pour une largeur de la bande de fréquence de la fréquence intermédiaire (IF) B, la durée de la mesure t_s (de l'ordre de 100 μ s) pour l'ensemble de la rampe de fréquence est donnée par (eq. 7) :

$$t_s = \frac{N_f}{B} + N_f t_c \quad (\text{eq. 7})$$

Avec t_c la durée de commutation. Pour une fréquence seule, la durée de la mesure est de l'ordre de $1/B$. Pour l'ensemble de ce chapitre, la rampe de fréquence ira de 34 GHz à 35 GHz.

Le but de ces manipulations expérimentales est d'estimer le coefficient de rétrodiffusion σ_0 . Ce coefficient est relié au champ incohérent E_{inc} :

$$\sigma_0 \propto |E_{inc}|^2 \quad (\text{eq. 8})$$

Ce dernier est extrait du champ électromagnétique total obtenu sur N mesures successives E_{ti} en lui retranchant le champ électromagnétique cohérent E_c :

$$E_c = \sum \frac{E_{ti}}{N} \quad (\text{eq. 9})$$

On peut alors déterminer le champ E_{inc} :

$$E_{inc} = \frac{\sqrt{\sum |(E_{ti} - E_c)|^2}}{N} \quad (\text{eq. 10})$$

La précision obtenue sur le σ_0 est alors en $1/\sqrt{N}$.

Il est important de faire deux remarques à ce stade :

- En appliquant cette méthodologie, les échos « fixes » sont automatiquement supprimés, puisqu'ils appartiennent à la fois au champ électromagnétique total et au champ cohérent moyen E_c . Il n'y a pas besoin de filtrer ces échos fixes.
- Les N mesures successives doivent être indépendantes pour être représentatives de la surface moyenne observée.

1.3. Mesure en champ proche et calibration des coefficients de rétrodiffusion

1.3.1. Cas d'une distribution de puissance uniforme

Considérons dans un premier temps une distribution constante de l'amplitude sur la surface rugueuse illuminée, avec un angle d'incidence θ_i . Dans ce cas, la distance entre l'antenne et la surface observée doit être inférieure à 6 m pour rester en zone proche et avoir un éclairage de la surface équiphase. Au passage, notons que si la surface est en champ proche de l'antenne, pour le champ incohérent qui nous intéresse, l'antenne est en champ lointain de la surface rugueuse : en effet, le coefficient de rétrodiffusion résulte de la rétrodiffusion de toutes les aspérités de la surface qui rétrodiffusent rapidement des ondes sphériques. On a alors la puissance revenant à l'antenne P_r , en utilisant l'équation radar présentée dans le Chapitre I, définie comme suit :

$$P_r = P_i S_{rs} \sigma_0 \frac{\eta S_{ant}}{4\pi D_{ground}^2} \quad (\text{eq. 11})$$

Avec :

- P_i la densité de puissance émise par la source
- σ_0 le coefficient de rétrodiffusion moyen de la surface éclairée
- S_{ant} la surface de l'antenne

- S_{rs} la surface au sol éclairée par le champ tubulaire et qui est égal à $S_{ant}/\cos(\theta_i)$ étant donné qu'on est en champ proche
- η le coefficient d'efficacité de l'antenne
- D_{ground} la distance entre l'antenne et la portion de la surface illuminée

Si l'on considère maintenant que le système illumine un réflecteur triédrique de surface apparente S_{tr} à une distance D_{tr} de l'antenne, la puissance reçue est, dans le cas où l'antenne est en champ lointain du réflecteur triédrique :

$$P_{tr} = P_i \sigma_{tr} \frac{\eta S_{ant}}{4\pi \cos(\theta_i) D_{tr}^2} \quad (\text{eq. 12})$$

Ainsi, si l'on a à notre disposition la puissance réfléchie par la surface considérée et celle réfléchie par le réflecteur triédrique d'arête a , on peut calibrer le σ_0 recherché en utilisant l'équation suivante :

$$\sigma_0 = \frac{P_r}{P_{tr}} \left(\frac{D_{ground}}{D_{tr}} \right)^2 \frac{\sigma_{tr}}{S_{rs}} \quad (\text{eq. 13})$$

Avec, pour une longueur d'onde λ :

$$\sigma_{tr} = \frac{4\pi a^4}{3\lambda^2} \quad (\text{eq. 14})$$

Remarques :

- La mesure de P_{tr} n'a pas besoin d'être répétée à chaque fois pour la calibration, et peut être faite en laboratoire.
- Étant donné que le réflecteur triédrique est fixe, sa mesure peut utiliser un filtrage temporel pour éliminer les échos parasites.

1.3.2. Cas d'une distribution de puissance variable

Considérons maintenant le cas d'une distribution du champ électromagnétique $D(x, y)$ non constante, ou d'une calibration distribuée dans l'espace. Il faut alors modifier quelque peu les équations vues dans la section précédente. Il faut tout d'abord commencer par discrétiser la surface rugueuse S en surfaces élémentaires $dS = dx dy$. Alors, en considérant que P_{i0} est le maximum de puissance sur l'ensemble de la zone illuminée, on obtient à partir de (eq. 13):

$$dP_r = P_{i0} D(x, y)^2 dS_{rs} \frac{\sigma_0}{\cos(\theta_i)} \frac{\eta S_{ant}}{4\pi D_{ground}^2} \quad (\text{eq. 15})$$

$$= P_{i0} D(x, y)^2 dx dy \frac{\sigma_0}{\cos(\theta_i)} \frac{\eta S_{ant}}{4\pi D_{ground}^2}$$

On a alors :

$$P_r = \sigma_0 \frac{\eta S_{ant} P_{i0}}{4\pi \cos(\theta_i) D_{ground}^2} \iint_{x,y}^S D(x, y)^2 dx dy \quad (\text{eq. 16})$$

Par un processus similaire, nous avons pour la puissance rétrodiffusée du trièdre :

$$\begin{aligned} \iint_{x,y}^S P_{tr} dx dy &= \iint_{x,y}^S P_{i0} D(x, y)^2 \sigma_{tr} \frac{\eta S_{ant}}{4\pi D_{tr}^2} dx dy \\ &= \sigma_{tr} \frac{\eta S_{ant} P_{i0}}{4\pi D_{tr}^2} \iint_{x,y}^S D(x, y)^2 dx dy \end{aligned} \quad (\text{eq. 17})$$

En combinant (eq. 16) et (eq. 17), on obtient alors :

$$\sigma_0 = P_r \cos(\theta_i) \left(\frac{D_{ground}}{D_{tr}} \right)^2 \frac{\sigma_{tr}}{I_x}, \quad I_x = \iint_{x,y}^S P_{tr}(x, y) dx dy \quad (\text{eq. 18})$$

On obtient ici encore le coefficient de rétrodiffusion calibré pour une distribution du champ électromagnétique non constante.

1.4. Caractérisation de l'antenne

1.4.1. Caractérisation générale

La caractérisation de l'antenne n'est pas faite ici de façon classique avec un diagramme d'antenne. En effet, nous avons utilisé un système d'émission/réception, en faisant bouger l'antenne au-dessus d'un réflecteur de type trièdre. Ces radiations en champ proche permettent également d'évaluer le I_x de l'équation (eq. 18), et donc la distribution calibrée. Dans notre système, l'antenne est fixée à un translateur qui peut bouger selon deux axes X et Y. Il y a une distance de 60 cm entre la source d'alimentation et le réflecteur parabolique. Nous avons à notre disposition un réflecteur de type trièdre, à faces triangulaires, avec une arête de 8cm. L'antenne émettrice est alors en champ lointain du réflecteur triédrique. Son coefficient de rétrodiffusion –autrement appelé Surface Equivalente Radar (SER)- est de respectivement 2.27 m^2 (3.56 dB). Le réflecteur est situé sur des absorbants, sur le sol, à environ 1.15 m de l'ouverture de l'antenne. Le VNA est utilisé en mode transmission/réflexion (S11). Les Figure 24 et Figure 25 correspondent aux amplitudes et phases du trièdre de 8 cm d'arête.

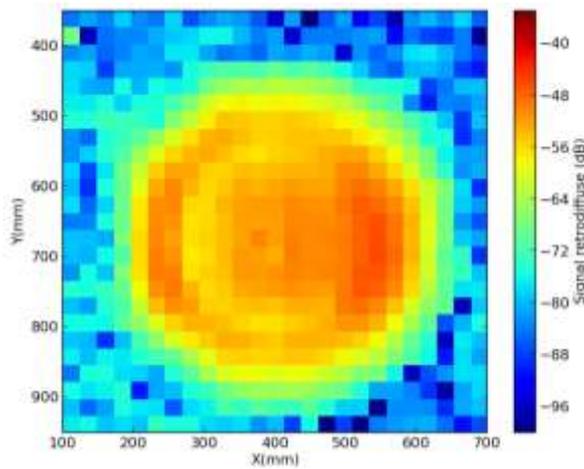


Figure 24 - Amplitude du réflecteur triédrique d'arête 8 cm.

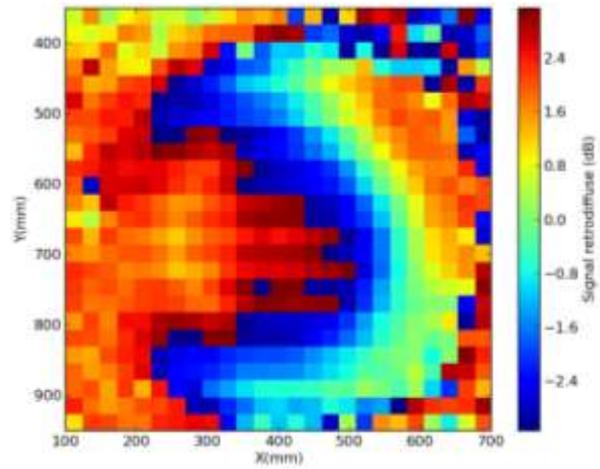


Figure 25 - Phase du réflecteur triédrique d'arête 8 cm

L'amplitude et la phase sont déterminées après fenêtrage. Pour chaque position du translateur, une rampe de fréquence est acquise ; lui est alors appliquée une transformée de Fourier inverse avec une fenêtre de Hamming, ce qui permet d'avoir la réponse impulsionnelle temporelle du signal. Sur la Figure 26, les premier et troisième pics correspondent aux réflexions d'entrée et de sortie du câble RF (transition du VNA au câble, transition du câble au guide d'onde, transition du guide d'onde à l'espace libre), quand le deuxième pic correspond à une irrégularité du câble. Le plus gros pic suivant correspond au réflecteur triédrique. Dans le but d'automatiser l'exploitation des données, une soustraction de chambre complexe (i.e chambre vide avec uniquement les absorbants) est appliquée à la réponse impulsionnelle comme montré sur la Figure 26, et une porte est ensuite appliquée autour du pic d'intérêt. Une FFT permet enfin de revenir dans le domaine fréquentiel.

La Figure 27 montre dans le domaine fréquentiel les données avant et après fenêtrage. On peut voir que les données fenêtrées donnent une moyenne des données non fenêtrées pour le réflecteur triédrique, puisque ces données représentent le pic correspondant au trièdre. Remarquons également que les fréquences en bordure de la bande n'ont pas été retenues à cause des ondulations de bande : on peut donc considérer que les données sont exploitables entre 34.2 GHz et 34.8 GHz. Dans tout le reste du chapitre, l'analyse se focalisera sur la fréquence centrale de 34.5 GHz. La puissance réfléchi par la surface étudiée, P_r , sera acquise dans le domaine fréquentiel comme décrit dans la section 1.2, quand la puissance réfléchi par le réflecteur de type trièdre P_{tr} sera acquise avec une rampe de fréquences à laquelle sera appliquée iFFT – fenêtrage – FFT.

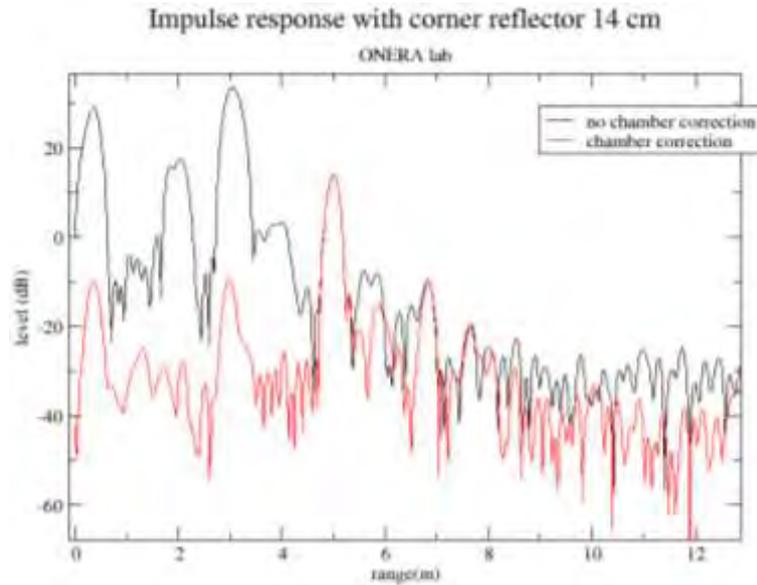


Figure 26 – Exemple de réponse impulsionnelle réalisée à l'ONERA, avec et sans soustraction de chambre, en présence d'un réflecteur de type trièdre d'arête 14.2cm.

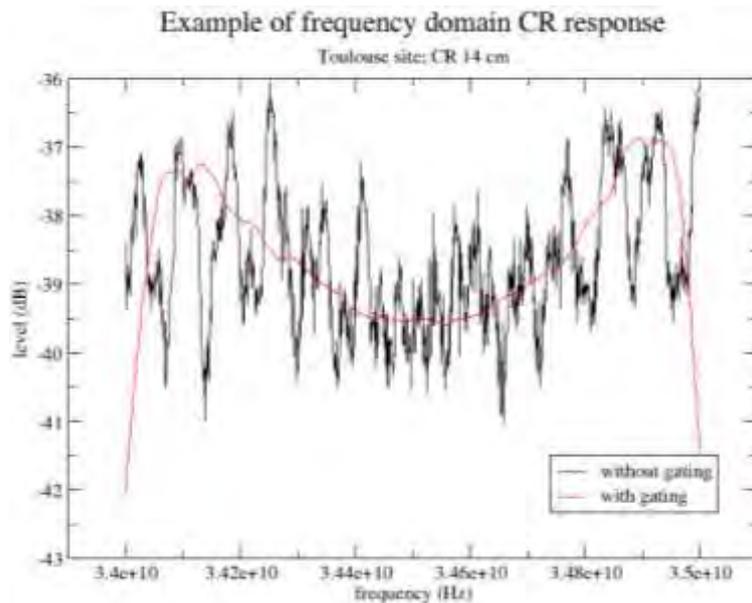


Figure 27 – Réponse fréquentielle du réflecteur triédrique (trièdre d'arête 14.2cm), sans fenêtrage (en noir) et avec fenêtrage (en rouge).

1.4.2. Détermination de la valeur intégrée de la puissance réfléchie par le réflecteur de type trièdre

Nous avons vu précédemment dans l'équation (eq. 18) l'introduction de la variable I_x , qui correspond à l'intégration de la puissance réfléchie par le réflecteur en chaque position de la surface via le translateur en X et Y. Après discrétisation de la surface d'étude, cette intégrale

devient une simple somme. On obtient alors les valeurs de 8.8×10^{-7} (soit -60.55 dB) pour le trièdre d'arête 8 cm.

Pour les mesures de terrain, nous savons qu'il ne sera pas aussi aisé de réaliser ces mesures (notamment pour les mesures sur eau) pour obtenir des valeurs de I_x pertinentes, notamment pour avoir un maillage fin du réflecteur triédrique. Il reste toutefois nécessaire d'avoir une quantité de référence en termes d'amplitude des mesures par rapport aux mesures en laboratoire. Dans ce but, nous avons supposé que le niveau moyen obtenu sur deux coupes orthogonales est proportionnel à l'intégrale totale I_x . Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons comparé les niveaux ainsi obtenus entre les mesures totales et celles faites selon les coupes. Les résultats sont affichés dans le Tableau 2.

Tableau 2 – Niveau de rétrodiffusion pour la calibration de la distribution totale de puissance, et suivant les coupes orthogonales

	Distribution moyenne totale (dB)	Moyenne suivant les coupes (x,y) (dB)	Correction sur les coupes (dB)
Réflecteur de type trièdre d'arête 8cm	-46.72	-43.26	3.46

Dans la première colonne est affichée la mesure du I_x pour le réflecteur de type trièdre à notre disposition. Dans la seconde colonne, la moyenne des puissances mesurées le long des deux coupes orthogonales est affichée (seules les valeurs au-dessus du maximum -8dB sont prises en compte ici). On voit dans la troisième colonne que les coupes sont à peu de chose près proportionnelles aux I_x : par conséquent, lors d'un changement de site, les corrections sur les coupes moyennes devront être prises en compte pour l'estimation du I_x . En résumé, la calibration peut être faite avec l'équation (eq. 18). Dans cette équation, I_x sera prise comme étant la valeur mesurée dans les laboratoires de l'ONERA sur l'ensemble de la distribution du champ électromagnétique, éventuellement corrigée de la valeur moyenne le long des coupes (entre les coupes mesurées sur place et celles faite à l'ONERA), et par les corrections en distance comprises dans l'équation (eq. 18).

2. Mesure de la rétrodiffusion sur de l'eau continentale à rugosité contrôlée en bande Ka : mesures en soufflerie

2.1. Présentation de l'expérimentation

2.1.1. Présentation générale

Dans cette section, nous allons présenter les mesures de rétrodiffusion sur des surfaces d'eau de type continentale (i.e non salée) soumises au vent en bande Ka. Cette étude s'inscrit dans le cadre des travaux préparatoires à la mission spatiale SWOT, et vise à caractériser la rétrodiffusion électromagnétique en bande Ka de surfaces en eau soumises à des conditions de vent contrôlées (menant à une rugosité de surface contrôlée) en laboratoire. Ces mesures ont eu lieu au cours de l'été 2012 dans la grande soufflerie air-eau de l'IRPHE de l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO) de l'université de Luminy à Marseille.

2.1.2. Paramètres propres à cette expérimentation

2.1.2.1. La Grande Soufflerie de l'Institut Pythéas

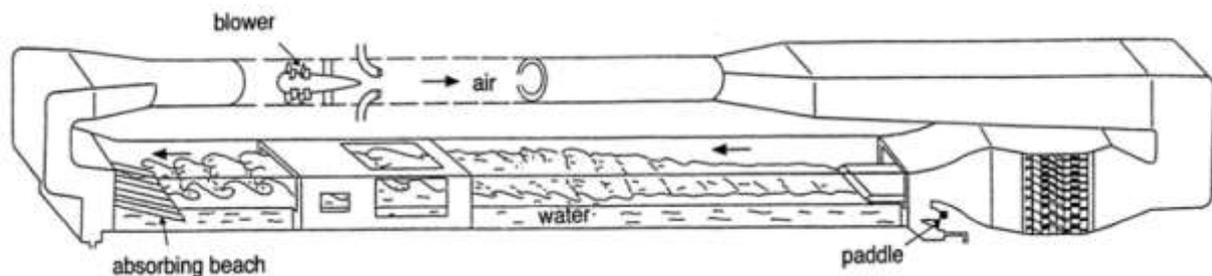


Figure 28 - Vue schématique de la Grande Soufflerie Air-Eau de Marseille-Luminy

La veine d'expériences de la Grande Soufflerie de simulation des interactions air-mer de Marseille-Luminy est constituée d'un bassin de 40 m de longueur, de 2.60 m de largeur, et de 1.0 m de profondeur environ, surmonté par une veine d'air de 3.20 m de largeur et de 1.50 m de hauteur (Figure 28). Cette veine d'air est intégrée dans un circuit aérodynamique en boucle fermée d'une longueur hors tout de 60 m comprenant une chambre de tranquillisation située en amont du bassin et un ventilateur hélicoïde de 2 m de diamètre installé dans la conduite de retour. Celui-ci permet de générer au-dessus de la surface de l'eau un écoulement d'air dont la vitesse varie entre 0.3 et 14 m/s. Le bassin est équipé d'un générateur de houle immergé placé dans une cavité sous le plancher de raccordement des écoulements d'air et d'eau. En aval du bassin, les vagues sont amorties par une plage

inclinée perméable minimisant la réflexion des ondes. A une distance de 28 m de l'entrée du bassin, la veine d'air est équipée d'une section vitrée et d'une ouverture dans le plafond au-dessus de laquelle a été installé le système radar. Avant chaque expérience, le niveau d'eau dans le bassin a été contrôlé pour compenser les éventuelles fuites et le film de surface qui se dépose inexorablement sur une eau stagnante prélevé, après avoir été compacté à l'aide d'un faible vent en aval du bassin.

2.1.2.2. Mise en place de l'instrumentation radar

La configuration générale de l'instrumentation mise en œuvre durant cette deuxième campagne de mesures dans la Grande Soufflerie air-eau est représentée schématiquement sur la Figure 29.

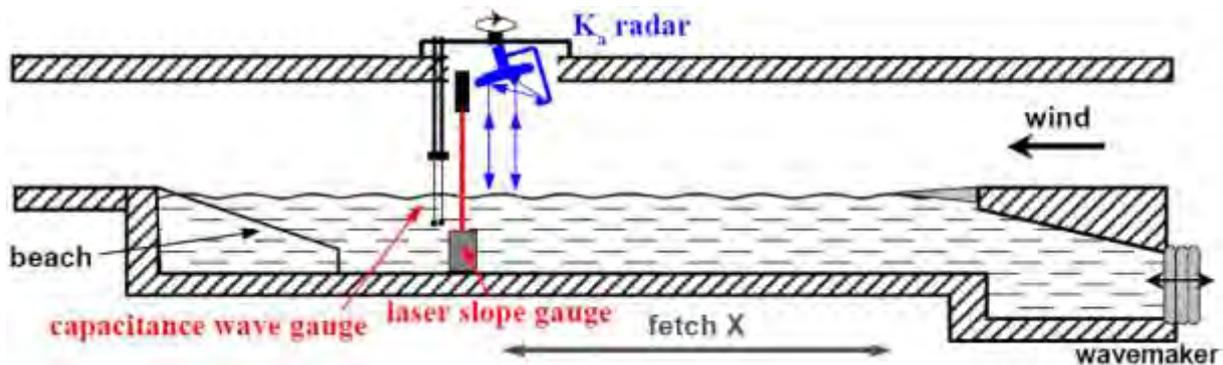


Figure 29 - Schéma de l'installation et de l'instrumentation mise en œuvre

Le système antennaire présenté dans la section 1 de ce chapitre est fixé aux deux moteurs pas à pas, et est plongé dans la soufflerie comme indiqué sur la Figure 29. A cause de la prise au vent du réflecteur parabolique de l'antenne et de la taille de l'ouverture dans le plafond de la soufflerie, l'angle d'incidence est limité à 15° . Au nadir, l'antenne radar s'élevait à une distance moyenne de 1.75 m au-dessus de la surface de l'eau, et visait une zone située au milieu du bassin à une distance de 28 m environ de l'entrée d'air (soit un « fetch » de $X = 28$ m)

Dans cette configuration, le système de mesure est fixe par rapport à la surface, qui elle est mouvante et se régénère constamment. Or, la rampe de fréquence, pour représenter correctement la surface rugueuse a besoin d'une scène d'observation la plus fixe possible dans le temps de la mesure impartie. Si on revient à l'équation (eq. 7), le temps de la mesure t_s dépend du nombre de fréquences choisi, de la largeur de bande B (ici égale à 1 GHz autour de 34.5 GHz), et du temps de commutation t_c entre chaque fréquence de la rampe de

fréquences. Afin de diminuer la durée de la mesure t_s , il a été choisi de prendre le nombre de points de fréquence $N_f = 51$.



Figure 30 – Surface apparente de l'eau en fonction de la vitesse du vent.

Nous voulons mesurer la rétrodiffusion radar pour différents angles d'azimut (en général de 0° à 180°), et pour chaque azimut pour divers angles d'incidence (typiquement de 0° à 15°). Pour chaque couple d'angles, une série de $N=500$ mesures est faite (voir section 1.2.), ce qui est suffisant pour arriver à la convergence du σ_0 (obtenue à partir de 300 échantillons).

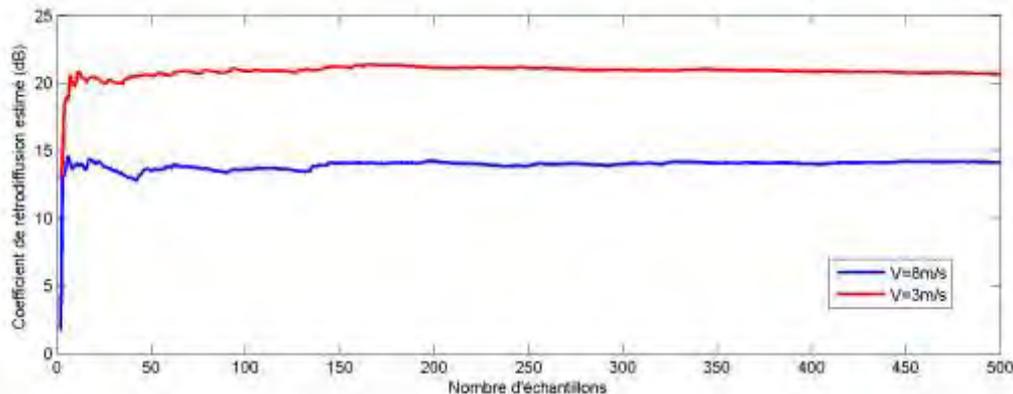


Figure 31 - Convergence de la SER estimée en fonction du nombre d'échantillons pris en compte pour deux vitesses de vent.

Les séries de mesures peuvent être résumées par les boucles suivantes, qui sont imbriquées :

- Boucle sur l'angle d'azimut (en général, de 0° à 180° par pas de 45°).
- Boucle sur l'angle d'incidence, avec un temps de pause de 10s pour la stabilisation du bras tenant la source (en général, angles allant de 0° à 15° par pas de 1°).
- Pour chaque angle d'azimut et d'incidence, une boucle sur les mesures radar a lieu ; ces mesures sont séparées l'une de l'autre de 2 s (le temps que la scène se régénère), et ont lieu typiquement pour 500 mesures consécutives.

2.2. Préparation de la campagne et de la calibration des mesures

En plus des mesures de coefficient de rétrodiffusion sur l'eau en présence de vent, plusieurs mesures ont eu lieu dans la soufflerie.

La première a consisté à vérifier que des réflexions parasites ne pouvaient pas endommager la qualité des mesures. Le système contrôlant à la fois l'azimut et l'incidence a donc été placé à l'endroit prévu pour l'ensemble des mesures, et des premières mesures de réflexion ont été faites. Il est vite apparu que cette configuration demandait d'isoler les alentours de la zone du radar et le plafond de la soufflerie proche de la zone de mesure, notamment le bras sur lequel est fixé le guide d'onde d'alimentation, avec des absorbants. De cette façon la très grande partie des réflexions parasites a été rendue non significative sur les mesures. En particulier, les réflexions multiples avec la surface de l'eau ont été filtrées pour qu'elles ne contribuent pas à la mesure de la puissance du champ incohérent.

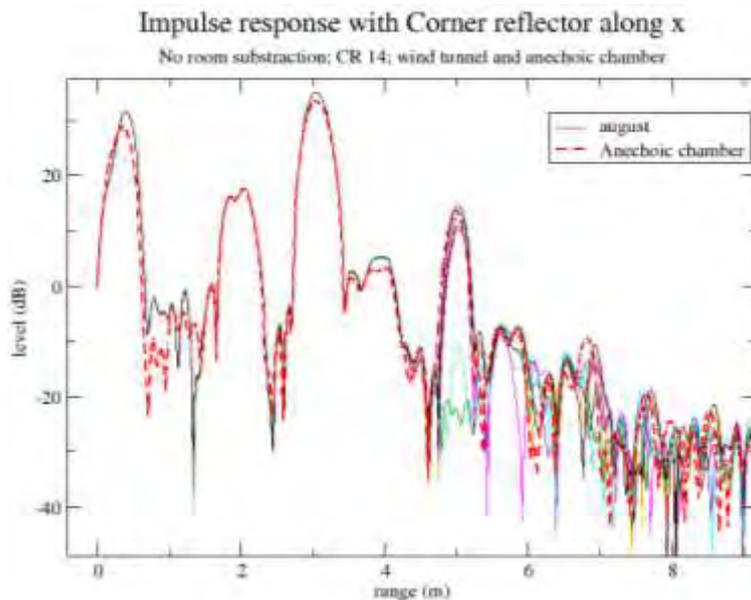


Figure 32 – Réponses impulsionnelles avec le réflecteur de type trièdre d'arête 14.2cm sans correction de chambre.

Une première calibration a eu lieu fin juin 2012. Cependant, telle qu'elle a été faite alors que les absorbants n'avaient pas encore été placés, et suite à un problème qui a eu lieu avec le câble RF, les résultats donnés ne sont pas cohérents. Une seconde campagne de calibration a eu lieu à la fin de l'ensemble des mesures de rétrodiffusion, juste avant de réaliser les mesures de calibration en laboratoire à l'ONERA. La Figure 32 montre les résultats obtenus avec le gros trièdre (i.e d'arête 14.2 cm, ici légendée par « august »), en comparaison avec les mesures faites à l'ONERA (dans la chambre anéchoïque, légendée par « Anechoic chamber »), sans soustraction de chambre. La Figure 33 montre les réponses impulsionnelles après soustraction de chambre.

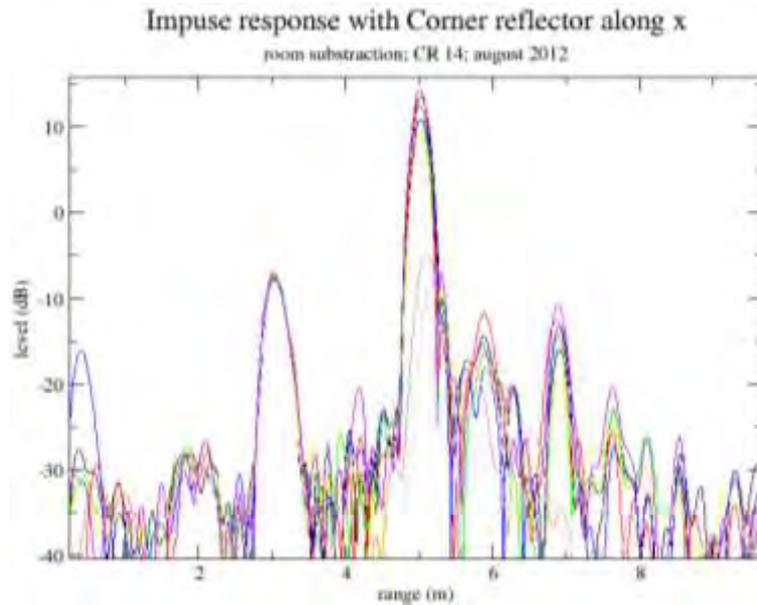


Figure 33 – Réponse impulsionnelle avec soustraction de chambre

Le troisième pic observé sur la Figure 32 correspond à la transition entre le câble coaxial et le guide d'onde, qui est situé 20cm avant le guide d'onde ouvert, à la position 3.04m. La distance entre la source primaire et l'ouverture du paraboloïde est de 58cm. L'exploitation des données affichées sur la Figure 32 montre que la distance entre le réflecteur de type trièdre et la transition est de $5.04 \text{ m} - 3.04 \text{ m} = 2 \text{ m}$. Ainsi, nous avons la distance entre l'ouverture du paraboloïde et le réflecteur, qui est de 1.2 m. Pour les mesures faites à l'ONERA, en utilisant la même méthodologie, la distance est trouvée égale à 1.15 m.

Ainsi, il y a une faible différence de détermination de la distance entre les mesures faites sur les deux sites. La Figure 34 présente les coupes correspondant aux deux réflecteurs de type trièdres.

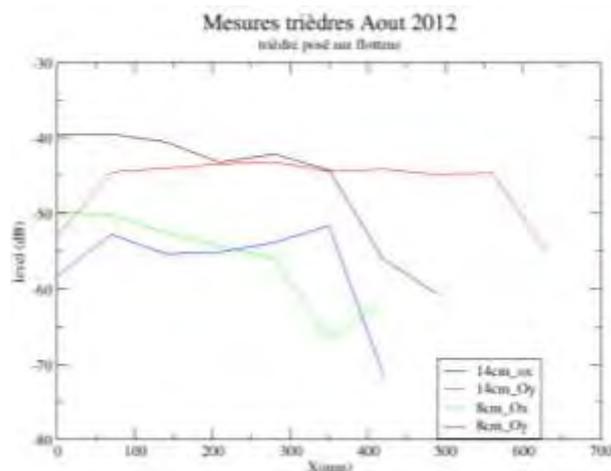


Figure 34 – Coupes le long des axes X et Y dans la soufflerie pour les deux réflecteurs triédriques d'arêtes 8 cm et 14.2 cm

Ainsi, le coefficient de calibration général $C = \left(\frac{D_{ground}}{D_{tr}} \right)^2 \frac{\sigma_{tr}}{I_x}$ est alors de:

$$3.56 + 59.75 + 1.98 = 65.29 \text{ dB}$$

2.3. Evaluation de l'erreur sur les mesures

2.3.1. Erreur sur la calibration

Cette section se concentre sur les différentes erreurs de mesures ayant pu être faites, afin de pouvoir évaluer l'erreur sur les coefficients de rétrodiffusion déterminés.

- Sur l'estimation des distances, l'erreur maximale estimée est de 5 cm, soit une erreur de 0.3 dB
- Sur l'estimation de la SER (Surface Équivalente Radar) des réflecteurs triédriques, liée à la détermination de leurs arêtes, nous estimons l'erreur de l'ordre de 2 mm pour le gros trièdre d'arête 14.2 cm (soit 0.5 dB), et de 1.5 mm pour le petit trièdre d'arête 8 cm (soit 0.64 dB). Cette erreur est arrondie à 0.6 dB pour les deux réflecteurs.
- Sur la détermination de I_x , l'erreur liée à la distance est estimée à 0.3 dB. Quant à l'erreur sur la correction de coupe, elle a été estimée à 1 dB.

Ceci nous donne une erreur pour la calibration de l'ordre de 2.2 dB, soit ± 1.1 dB.

Cette erreur a été évaluée comme étant l'erreur possible maximale, c'est-à-dire qu'elle surestime la réalité. Cependant, pour des expérimentations futures, un des objectifs pourrait être d'améliorer la précision sur le facteur de calibration en réduisant ces erreurs. Pour ce faire, il faudrait :

- une évaluation plus fine de la SER du réflecteur triédrique en la comparant à celle d'une sphère dans une chambre anéchoïque
- une détermination plus précise de la distance sur les réponses impulsionnelles, ce qui impliquerait une largeur de bande plus importante et un télémètre précis
- diminuer fortement l'erreur sur la détermination des corrections de coupe avec un système de translation dans la soufflerie du MIO, ce qui remplacerait la translation d'antenne à l'ONERA

2.3.2. Erreur sur la moyenne des mesures

En plus de l'erreur sur la calibration, on doit aussi considérer l'erreur sur la mesure de rétrodiffusion sur eau. Celle-ci est principalement due à l'erreur sur la moyenne du processus de Monte-Carlo. En moyennant sur un nombre croissant d'échantillons pris en compte, en allant de 100 échantillons à 500, il fut trouvé au final une erreur de l'ordre de ± 0.3 dB.

Ainsi, l'erreur totale sur les coefficients de rétrodiffusion sera de l'ordre de ± 1.4 dB, sans prendre en compte le bruit de chambre, dont l'influence grandit au fur et à mesure que l'on s'éloigne du nadir, avec la diminution du signal.

2.4. Résultats obtenus

Lors des expérimentations ayant eu lieu de juin à août 2012, 12 configurations de mesures ont pu être faites. Elles permettent de couvrir des rugosités produites par des vitesses de vent allant de 0 m/s à 8 m/s, en présence du batteur ou non, et ce pour divers angles d'azimut et d'incidence. Les différentes conditions réalisées sont présentées Tableau 3.

Tableau 3 - Conditions d'expérimentation au MIO de Marseille-Luminy. Les mesures principales sont affichées grisées.

Date	Vent (m/s)	Présence du batteur	Angle d'azimut (°)		Angle d'incidence (°)		Nombre de mesure
			Etendue	Pas	Etendue	Pas	
29 août 2012	0	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	1°	500
30 août 2012	0	Non	0° à 180°	45°	-2° à 2°	0,5°	500
18 juillet 2012	1,85	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	0,5°	500
20 juillet 2012	1,85	Non	0° à 135°	22,5°	2° à 5°	0,5°	500
19 juillet 2012	2	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	1°	500
28 août 2012	2,3	Non	0° à 157,5°	28,5°	0° à 5°	0,5°	500
17 juillet 2012	3	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	1°	500
27 août 2012	6	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	1°	500
29 août 2012	8	Non	0° à 180°	45°	0° à 15°	1°	500
31 août 2012	2,3	Oui	0°	N/A	0°	0°	600
30 août 2012	5	Oui	0° à 90°	45°	0° à 15°	1,5°	600
31 août 2012	0	Oui	0° à 90°	45°	0° à 15°	1,5°	500

Les résultats présentés se concentreront sur les résultats principaux de la campagne de mesure, c'est-à-dire les conditions de mesures qui sont grisées dans le Tableau 3. La Figure 35 présente l'évolution en incidence de la rétrodiffusion radar pour différentes valeurs d'azimut et aux différentes vitesses de vent.

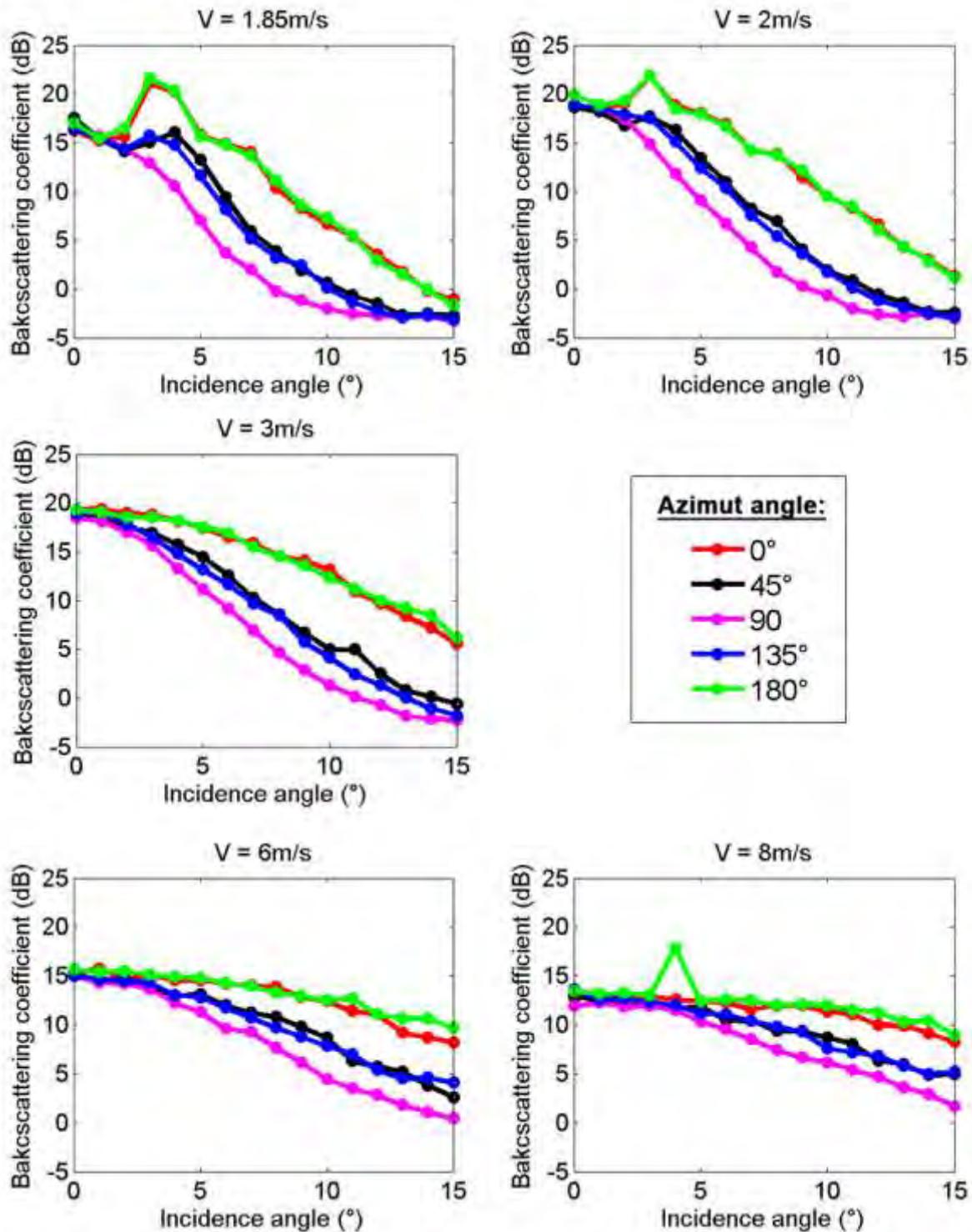


Figure 35 - Variations en incidence du coefficient de rétrodiffusion pour cinq différents angles d'azimut, et pour cinq vitesses de vent.

De ces courbes on peut déjà déduire plusieurs résultats :

- La rétrodiffusion radar décroît d'autant plus vite que l'azimut s'écarte de la direction du vent (i.e azimut s'écartant de 0° jusqu'à 90°), et ceci pour toutes les vitesses de vent observées, pour des incidences non nulles.

- La signature radar en incidence comporte une bosse au voisinage immédiat du nadir pour les faibles vitesses de vent, inférieures ou égales à 2.3 m/s ici, et pour des azimuts compris entre 0 et $\pm 45^\circ$ en visée « upwind » ou « downwind ». Cette bosse est d'autant plus prononcée que la vitesse du vent est faible et que l'azimut est proche de 0° . Sa position apparaît se rapprocher du nadir quand la vitesse du vent croît, mais pour une même vitesse de vent, ne semble pas dépendre de l'azimut. Cette bosse est observée, avec une précision sur l'incidence de 0.5° , à 3.5° à 1.85 m/s, 3° à 2 m/s, et 2° à 2.3 m/s. Elle est liée au phénomène de résonance de Bragg, c'est-à-dire à des réflexions spéculaires multiples entre l'antenne et la surface observée, que l'on peut se représenter comme des facettes orientées vers l'antenne. Ces facettes correspondent aux vagues créées aux vitesses de vent considérées.
- Le contraste entre l'azimut dans le sens du vent (0° , "upwind") et l'azimut orthogonal au sens du vent (90° , "crosswind") est conséquent, avec un écart pouvant aller jusqu'à 10 dB. La bosse (cf. point précédent) n'est pas vue à 90° d'azimut. Ceci est dû au fait qu'il n'y a pas de résonance de Bragg dans cette direction, les motifs de rugosité sur l'eau étant trop petits par rapport à la résolution en incidence du système, mais également à la nature aléatoire des motifs qui est encore plus prononcée dans cette direction due à l'inhomogénéité du champ de vagues généré à faibles vitesses de vent.
- Dans la gamme de vent explorée, on observe une bonne symétrie « upwind-downwind », les courbes de variation en incidences obtenues aux azimuts 0 et 180° ou respectivement à 45° et 135° étant en très bonne concordance. En raison d'un manque de données, il reste une petite incertitude sur la symétrie « upwind-downwind » à très faible azimut autour de la bosse : pour les seules mesures disponibles à 2.3 m/s, la bosse reste bien visible à 2° d'incidence à l'azimut 22.5° , tandis qu'elle disparaît à l'azimut 157.5° .

La Figure 36 présente l'évolution du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence pour différentes vitesses de vent, et ce pour deux azimuts, à savoir 0° et 90° (les deux cas « extrêmes »).

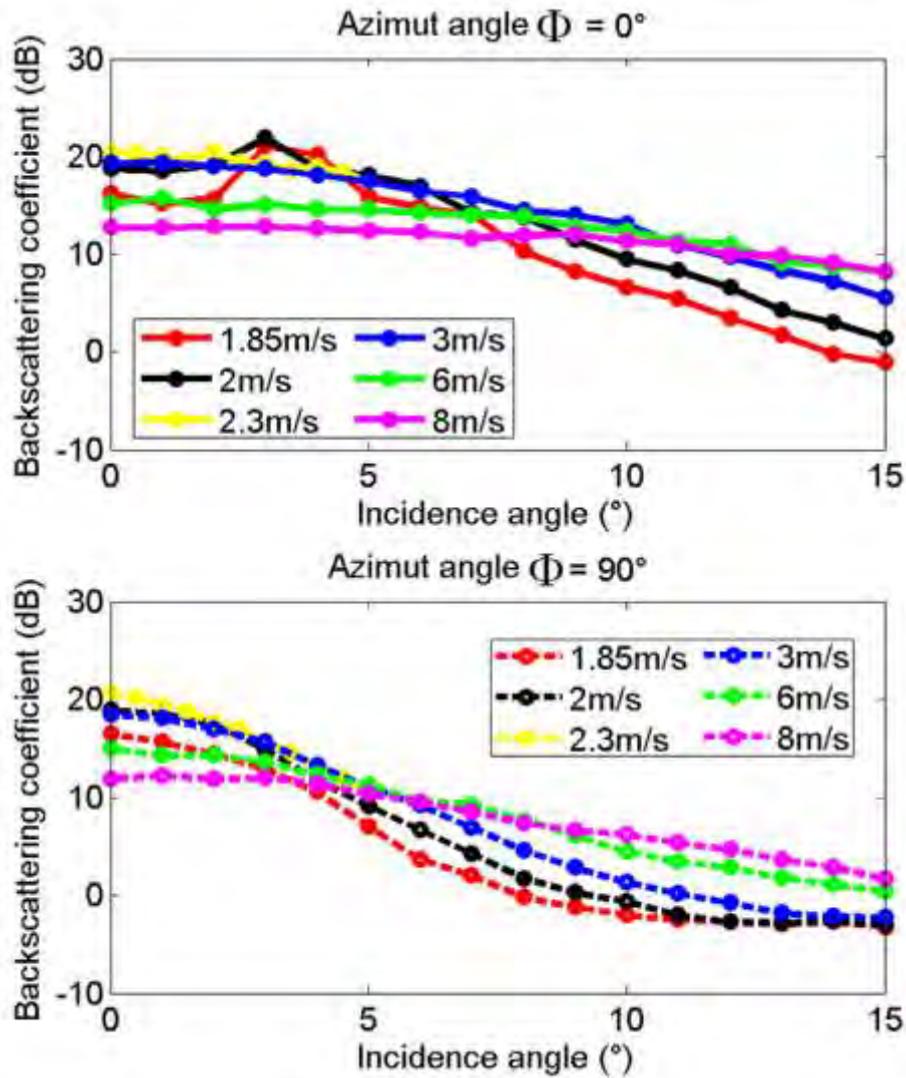


Figure 36 – Variations en incidence du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence pour six vitesses de vent, et pour deux angles d'azimuts.

Pour les faibles incidences (inférieures à 2°), quel que soit l'azimut, le coefficient de rétrodiffusion aux très faibles vitesses croît avec la vitesse du vent pour atteindre un maximum pour la vitesse de 2.3 m/s ; ensuite, le coefficient de rétrodiffusion décroît régulièrement avec la vitesse du vent quand celle-ci augmente. On constate également que les valeurs les plus élevées de coefficient de rétrodiffusion sont obtenues pour les angles d'incidence où sont observées les bosses les plus marquées, c'est à dire aux faibles vitesses de vent (1.8 et 2 m/s) pour l'azimut 0° , aux alentours de 3° d'incidence. Ce phénomène étant bien particulier et surprenant, il serait intéressant d'observer cette réalisation dans la nature.

On constate, pour les deux azimuts 0° et 90° , que les courbes de coefficients de rétrodiffusion en fonction de l'incidence pour toutes les vitesses de vent présentent des points de croisement autour de certains angles d'incidence. Ceci est constaté pour tous les

azimuts considérés. Ainsi, pour un angle d'azimut de 0° , le point de croisement sera situé autour de 7° d'angle d'incidence, quand ce même point de croisement sera situé aux alentours de 4° d'angle d'incidence pour un angle d'azimut de 90° (voir Figure 36).

Pour les angles d'incidence situés au-delà de ce point de croisement, le coefficient de rétrodiffusion décroît régulièrement avec l'incidence, d'autant plus rapidement que la vitesse du vent est faible. Ainsi, au-delà du point de croisement, plus la surface est rugueuse (i.e. vitesse du vent élevée), plus le coefficient de rétrodiffusion sera important

Sur les mesures présentées, on peut constater, pour des vitesses de vent allant de 1.8 m/s à 8 m/s et pour des angles allant jusqu'à 15° d'incidence, une dynamique générale du coefficient de rétrodiffusion de l'ordre de 25 dB. Si l'on va de 0.6° à 4.5° d'incidence (plage d'angles pour KaRin à bord de SWOT), la dynamique est plutôt de l'ordre de 15 dB. Ceci implique que pour une même surface en eau, la rétrodiffusion sur de l'eau continentale pourra varier en fonction des angles d'azimut et d'incidence de plus de 15 dB en fonction de la vitesse du vent.

3. Mesure de la rétrodiffusion sur sols continentaux à rugosités et humidités contrôlées en bande Ka

3.1. Présentation de l'expérimentation

3.1.1. Présentation générale

Dans cette section, nous allons présenter les mesures de rétrodiffusion faites sur des surfaces continentales solides (type champ agricole), soumises à diverses conditions d'humidité du sol et de rugosité de surface, en bande Ka. Cette étude vise à caractériser la rétrodiffusion électromagnétique en bande Ka de surfaces agricoles pour divers niveaux d'humidité volumique du sol et différentes rugosités de surface. Ces mesures ont été faites dans un terrain agricole de l'Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (IRSTEA), à Montpellier, en avril 2014.

3.1.2. Paramètres propres à l'expérimentation

3.1.2.1. Le terrain d'observation

Le terrain d'observation est un champ agricole qui sert aux expérimentations de terrain de l'IRSTEA. Le champ est composé à 15% de sable et à 35% d'argile. Il a été labouré avant le début des mesures afin de rendre le terrain plus meuble. Le but premier de l'expérimentation est de mesurer la rétrodiffusion radar de ce sol pour différentes conditions d'humidité du sol et différentes rugosités. Comme il n'avait pas plu depuis une quinzaine de jours au début de la campagne de mesure, le sol au début de l'expérimentation était sec. Pour changer son humidité du sol, nous avons arrosé la parcelle de mesure et mélangé le sol pour assurer son homogénéité autant que possible. Pour chaque condition d'humidité, le sol était plus ou moins ratissé afin d'avoir une rugosité de surface plus ou moins fine. La surface du terrain travaillé était de l'ordre de 10 m², sur une profondeur allant de 5 à 10 cm environ.

La Figure 37 représente les six configurations du terrain considérées dans cette étude. Les figures a) et b) représentent une même humidité du sol faible, respectivement pour une rugosité de surface fine et une rugosité forte. Les figures c) et d) représentent une humidité du sol moyenne, respectivement pour une rugosité de surface fine et une rugosité forte. Enfin, les figures e) et f) représentent une humidité du sol importante, avec respectivement une rugosité de surface fine et une rugosité forte.



Figure 37 - Photographies de la surface du terrain de mesure pour différentes conditions d'humidité du sol et de rugosité de surface. Le stylo bleu permet de rendre compte des proportions.

Le 5^{ème} terrain d'observation (qui correspond à la Figure 37e), dans la suite de l'étude, sera subdivisé en deux. En effet, les deux tiers de la surface observés correspondent aux paramètres de rugosité et d'humidité désirés et mesurés, quand le tiers restant correspond à un sol saturé en eau (boue saturée). Nous avons ainsi au final sept terrains d'observation, mais uniquement six terrains dont les paramètres sont connus.

3.1.2.2. Le système radar

Le système radar est sensiblement le même que celui présenté dans la section 2 de ce chapitre. Toutefois, le terrain étant cette fois-ci figé, il a fallu modifier le système afin que celui-ci puisse prendre suffisamment d'échantillons indépendants pour déterminer le champ incohérent correspondant. Dans ce but, l'antenne est cette fois-ci reliée au moteur contrôlant l'angle d'incidence, lui-même fixé sur le moteur contrôlant l'angle d'azimut du système, via un bras surélevé (contrebalancé par un contrepoids afin d'éviter que le système ne se renverse), tel que représenté sur Figure 38.



Figure 38 - Photographie du montage sur le site de l'IRSTEA.

Dans cette configuration, l'antenne peut alors tourner autour de l'axe de rotation du moteur contrôlant l'angle d'azimut. Ainsi, elle peut prendre des mesures successives sur l'ensemble du terrain travaillé, sans toutefois prendre deux mesures identiques (voir Figure 39). Pour un angle d'incidence choisi, le système continue de tourner autour de l'axe de rotation du moteur contrôlant l'azimut, mais avec un angle de site déterminé d'observation, et donc une distance de propagation entre le paraboloïde et le sol qui croît au fur et à mesure que l'on s'éloigne du nadir.

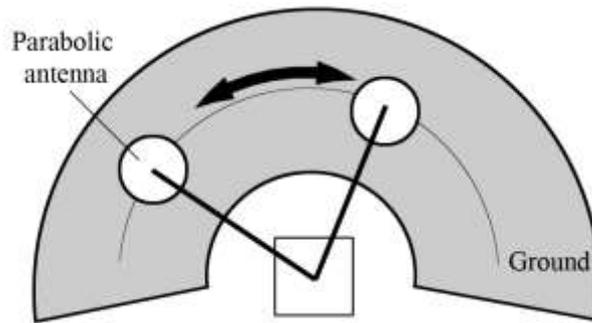


Figure 39 – Position de l'antenne au-dessus du terrain d'observation. Montage vu du dessus.

Le système ainsi considéré parcourt 180° en azimut, avec un pas de 2° afin d'observer des surfaces suffisamment différentes entre deux mesures successives. Nous pouvons ainsi réaliser 91 mesures indépendantes pour chaque configuration de terrain et chaque angle d'incidence. Tout comme présenté dans les sections 1 et 2 de ce chapitre, le système mécanique est contrôlé et relié à un ordinateur via le XPS pour les deux moteurs de rotation, et au VNA sur le port S11 via un câble RF pour la source de l'antenne (voir photographie du montage).

3.1.2.3. Le système laser pour la détermination des paramètres de rugosité

Le sol est ratissé avec une finesse plus ou moins importante. Toutefois, afin d'avoir des paramètres de rugosité aussi précis que possible (hauteur rms du terrain, longueur de corrélation), il a été choisi d'utiliser un système laser pour réaliser des relevés de topographie à très haute précision.

Ces mesures ont été faites pour chaque configuration de terrain en utilisant un scanner laser terrestre RIEGL VZ-400 monté sur une plate-forme de 2m de hauteur. La densité de points est d'environ 1 pt/mm^2 . Ce système laser permet de faire des acquisitions de topographie avec une précision de 5 mm.

Différentes approches ont été proposées concernant la description de la rugosité de surface. Dans le cas des applications radar, la hauteur de surface est généralement considérée comme étant stationnaire et ergodique. Les relevés topographiques des terrains d'étude obtenus grâce au laser sont affichés Figure 40.

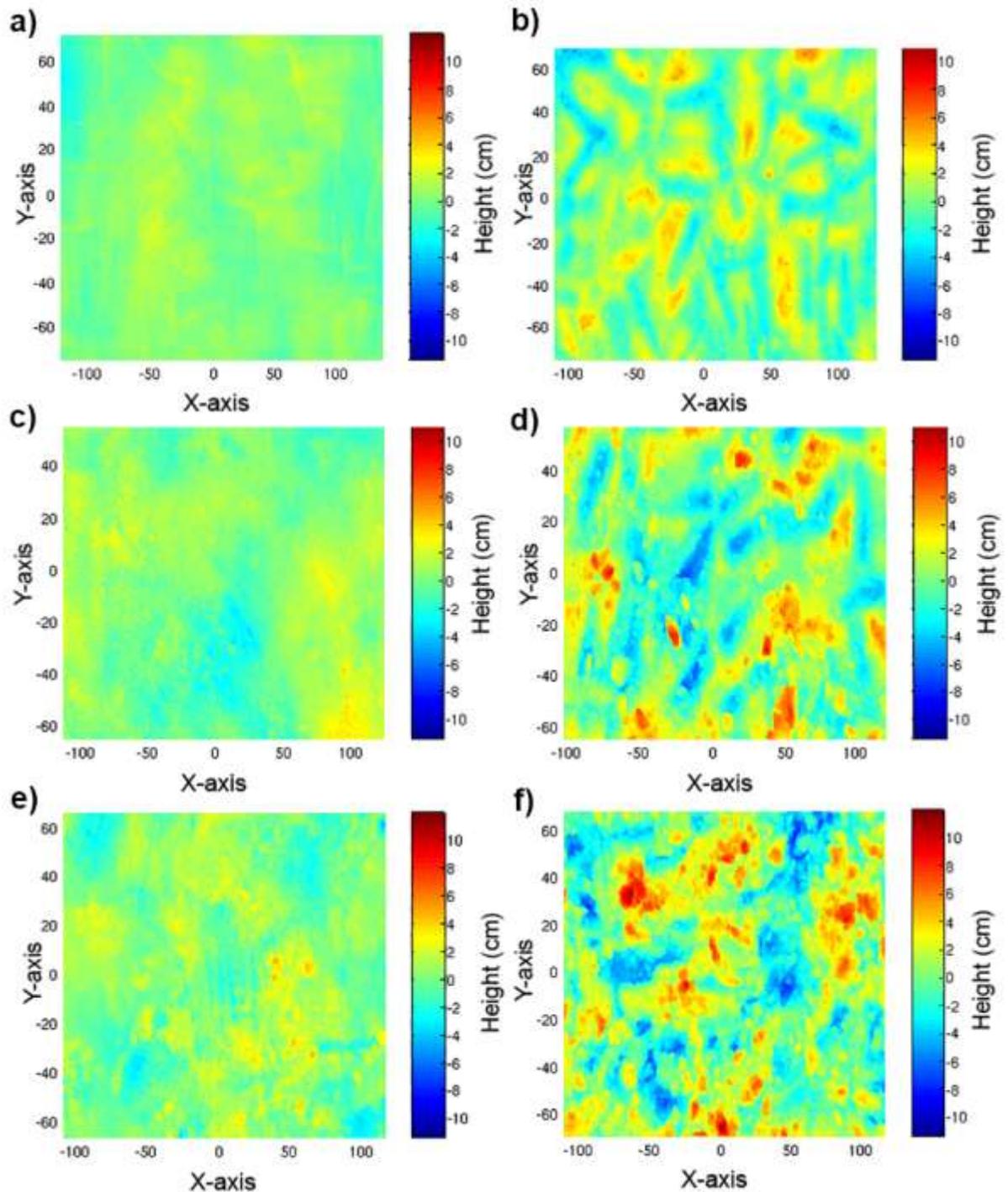


Figure 40 – Relevés topographiques des six terrains d'étude faits au laser

Pour les différents relevés de surface obtenus, l'estimation des paramètres de surface est faite sur des profils extraits des surfaces en trois dimensions. La description de la rugosité de chaque profil est fondée sur le calcul de la fonction d'autocorrélation de la hauteur. Deux paramètres sont extraits pour décrire la géométrie de la surface, la déviation standard de la hauteur de surface (hauteur au sens des moindres carrés, notée s), qui définit la hauteur verticale de la rugosité de surface, et la longueur de corrélation de la surface, notée l , définie

comme étant le déplacement horizontal pour lequel la fonction d'autocorrélation du profil décroît à $1/e$. Les calculs sont faits dans les deux directions de chaque profil (axes X et Y), de façon à considérer le moins possible les effets d'anisotropies dus aux travaux de labourage. Oh et Kay (1998) proposent un pas d'échantillonnage d'une valeur maximale de 0.2 fois la longueur de corrélation de façon à obtenir une précision de 5% sur les paramètres s et l . Dans notre cas, la plupart des terrains d'étude remplissent cette condition (en général nous avons $l > 3$ cm).

Tableau 4 - Paramètres de rugosité des six surfaces d'étude considérées, dans les deux axes X- et Y- des relevés topographiques. Le numéro de la surface (N°) allant de 1 à 6 correspond respectivement aux cas allant de a à f.

N°	Hauteur rms s (cm)		Longueur de corrélation l (cm)	
	X-axis	Y-axis	X-axis	Y-axis
1	0.29	0.4	3.09	6.87
2	1.13	1.36	4.74	6.23
3	0.44	0.54	2.67	4.78
4	1.52	1.81	4.09	5.65
5	0.69	0.81	3.10	4.39
6	1.84	2.07	3.53	5.40

Les résultats présentés Tableau 4 montrent une large dynamique de la hauteur rms, avec les valeurs de s allant de 0.29 cm à 2.07 cm, et l allant de 2.7 cm à 6.23 cm. Les surfaces considérées ont toutes des fonctions d'autocorrélation exponentielles, à part le terrain n°2, qui a un comportement gaussien.

3.1.2.4. L'estimation de l'humidité du sol

Alors que les mesures radar avaient lieu, des mesures d'humidité du sol ont été faites sur les six terrains d'observation. Huit humidités des sols déterminés par gravimétrie ont été collectées pour chaque terrain sur une profondeur de 0 cm à 3 cm. L'humidité volumique du sol a alors été obtenue en multipliant l'humidité gravimétrique avec la densité du sol séché

dans une étuve (huit échantillons par terrain). En procédant ainsi, l'humidité du sol volumique moyenne pour chaque terrain est calculée. Nous avons alors des humidités volumiques du sol allant de 4.51 à 50.06 Vol.% (voir Tableau 5), avec des écart-types allant de 2.32 à 7.39 Vol.%. La profondeur des échantillons est en accord avec la faible profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique en bande Ka (quelques centimètres au maximum).

Tableau 5 - Données d'humidité du sol à 3cm de profondeur.

N° de terrain	Moyenne d'humidité du sol (Vol.%)	Ecart-type sur l'humidité du sol
1	4.51	3.9
2	5.74	7.39
3	21.33	3.51
4	18.05	4.96
5	50.06	2.32
6	41.44	2.44

3.2. Préparation de la campagne et de la calibration des mesures

3.2.1. Détermination de la distance de calibration

Comme vu dans la section 1 de ce chapitre, le champ incohérent sera calibré grâce à une constante de calibration pour déterminer le coefficient de rétrodiffusion. Pour obtenir cette constante de calibration, nous avons utilisé un réflecteur triédrique de 7 cm d'arête placé au centre de la tâche de mesure pour une incidence nulle. L'étape la plus sensible a été de déterminer avec le plus de précision possible la distance entre l'ouverture du paraboloïde de l'antenne et le sol, pour les différents angles d'incidence choisis (0°, 7° et 25°).

A partir du schéma présenté sur la Figure 41, nous avons pu déterminer avec une bonne précision la distance moyenne entre l'ouverture d'antenne et la surface observée. Les distances sont données dans le Tableau 6.

Tableau 6 - Distance moyenne entre le paraboloïde et la surface d'observation pour les trois angles d'incidence choisis.

Angle	Distance N°1 (m)	Distance N°2 (m)	Distance N°3 (m)	Distance N°4 (m)	Distance N°5 (m)	Distance N°6 (m)
0°	1.80	1.80	1.91	1.91	1.91	1.91
7°	1.92	1.92	2.03	2.03	2.03	2.03
25°	2.35	2.35	2.47	2.47	2.47	2.47

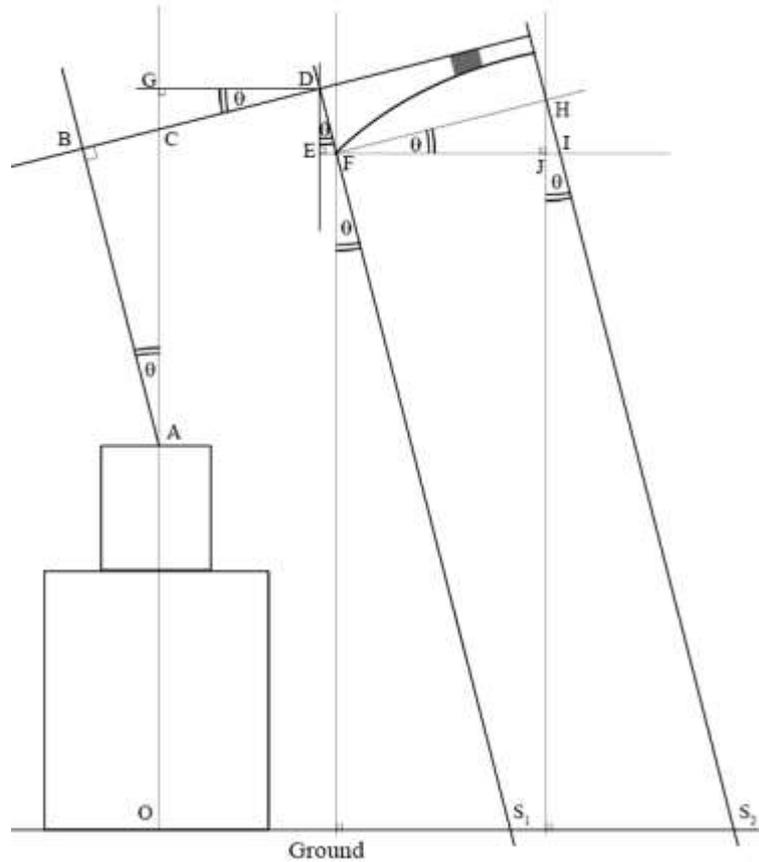


Figure 41 - Schéma du montage utilisé pour l'expérimentation à l'IRSTEA, vu de profil.

3.2.2. Evaluation de l'erreur

3.2.2.1. Erreurs sur la calibration

Cette section se concentre sur les différentes erreurs de mesures ayant pu être faites, afin de pouvoir évaluer l'erreur sur les coefficients de rétrodiffusion déterminés.

- Sur l'estimation des distances, l'erreur maximale estimée est de 10 cm, soit une erreur de 0.6 dB
- Sur l'estimation de la SER des réflecteurs triédriques, liée à la détermination de leurs arêtes, nous estimons l'erreur de l'ordre de 1 mm pour le trièdre utilisé d'arête 7 cm (soit 0.5 dB).

Ceci nous donne une erreur pour la calibration de l'ordre de 1.1 dB, soit ± 0.55 dB.

3.2.2.2. Erreur sur la moyenne des mesures

En plus de l'erreur sur la calibration, on doit aussi considérer l'erreur sur la mesure de rétrodiffusion sur sol continental. Celle-ci est principalement due à l'erreur sur la moyenne du processus de Monte-Carlo. Nous moyennons sur un nombre croissant d'échantillons pris en compte, en allant jusqu'à 91.

Si l'on trace la valeur du coefficient de rétrodiffusion pour les six sites d'observation (le 5^{ème} terrain n'est pas considéré comme subdivisé ici) en fonction du nombre d'échantillons successifs pris en compte, nous obtenons les courbes présentées sur la Figure 42.

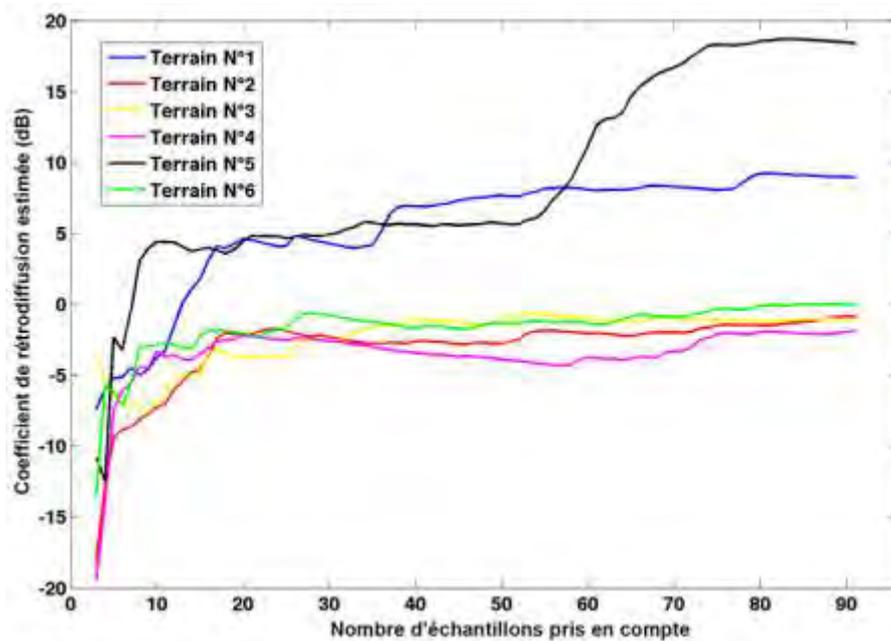


Figure 42 – Estimation du coefficient de rétrodiffusion en fonction du nombre d'échantillons successifs pris en compte, pour les six terrains d'observation.

Nous observons dans un premier temps que la majorité des courbes semblent converger au-delà de 20-30 échantillons successifs. Le nombre de 91 échantillons semble donc suffisant pour avoir une bonne estimation du coefficient de rétrodiffusion. Nous remarquons également que la courbe du terrain n°5 présente une forte variation à partir du 55^{ème} échantillon environ. Cette rupture correspond au passage de la zone à humidité forte et à faible rugosité caractérisée dans les sections précédentes (terrain N°5), à la zone de saturation en eau (boue saturée). Ceci va dans le sens d'une subdivision du terrain 5 en deux terrains (notés par la suite 5 et 7, respectivement pour le terrain voulu et la boue saturée), avec respectivement 55 et 36 échantillons. D'autres types de ruptures, beaucoup moins fortes peuvent être vus par exemple pour le terrain n°1 aux alentours du 35^{ème} échantillon. Ces diverses ruptures sont majoritairement dues à des hétérogénéités dans

l'humidité du sol et la rugosité de surface de ces terrains, qui ne peut être totalement garantie, surtout en bande Ka où un déplacement d'1mm induit un déphasage de $\frac{\pi}{2}$. Bien évidemment, ces inhomogénéités introduisent une erreur dans l'estimation du coefficient de rétrodiffusion, dans ce sens que la valeur calculée ne correspond pas à l'ensemble de la surface, ou aux paramètres de rugosité et d'humidité du sol, estimés à partir de tronçons des terrains d'observation. Il demeure toutefois difficile de quantifier le biais dû à ces inhomogénéités de terrain.

3.3. Résultats obtenus

Les sept terrains sont donc contrôlés en termes d'humidité volumique du sol (en Vol.%), et de rugosité de surface (paramètres s et l , en cm). Ces sept terrains observés sous les trois angles d'incidence 0° , 7° et 25° fournissent ainsi 21 mesures, présentées dans le Tableau 7.

Tableau 7 - Résumé des mesures témoins et des mesures radar.

N°	Humidité du sol (Vol.%) ± écart-type	Paramètre s (cm)		Longueur de corrélation l (cm)		Angle (°)	σ_0 (dB)
		X-axis	Y-axis	X-axis	Y-axis		
1	4.51 ± 3.90	0.29	0.4	3.09	6.87	0	8.9
						7	3.6
						25	-1.4
2	5.74 ± 7.39	1.13	1.36	4.74	6.23	0	-0.9
						7	-1.8
						25	0.3
3	21.33 ± 3.51	0.44	0.54	2.67	4.78	0	-1
						7	0
						25	0.1
4	18.05 ± 4.96	1.52	1.81	4.09	5.65	0	-1.8
						7	-3.5
						25	-0.3
5	50.06 ± 2.32	0.69	0.81	3.10	4.39	0	7.4
						7	5.1
						25	6.2
6	41.44 ± 2.44	1.84	2.07	3.53	5.40	0	0
						7	0.5
						25	1.9
7	50.06 ± 2.32	N/A	N/A	N/A	N/A	0	21.4
						7	10.5
						25	5.9

Les coefficients de rétrodiffusion estimés s'étendent de -1.8 dB à 21.4 dB à 0° d'angle d'incidence, présentant ainsi une dynamique d'environ ~23 dB. A 7° d'incidence, nous observons une dynamique de ~14 dB, et à 25° d'incidence une dynamique de ~8 dB. La

rétrodiffusion est particulièrement forte pour le terrain n°7 qui correspond à un sol saturé en eau (> 50%), avec un coefficient de rétrodiffusion de 21.4 dB. Ce niveau est comparable aux niveaux de rétrodiffusion observés dans la section 2 de ce chapitre à la même bande de fréquence au nadir.

Les résultats montrent l'impact des effets combinés de divers paramètres (humidité, rugosité) sur les coefficients de rétrodiffusion. Cependant, nous pouvons voir qu'à 0° et 7° d'angles d'incidence, plus la rugosité est faible, plus le coefficient de rétrodiffusion pour une humidité équivalente est important (voir mesures N°1-2 d'une part, et N°5-6 d'autre part dans le Tableau 7). Entre 7° et 25° d'angle d'incidence, la rétrodiffusion remonte dans presque tous les cas.

3.4. Comparaison avec des modèles de rétrodiffusion

3.4.1. Les modèles utilisés pour la comparaison

Les résultats mesurés ont été comparés à des modèles de rétrodiffusion disponibles et utilisés pour modéliser la rétrodiffusion radar, et ici transposés à la bande Ka pour de faibles angles d'incidence. En prenant en compte les paramètres de rugosité mesurés pour tous les sols qui ont été étudiés, l'Optique Géométrique (nommée par la suite GO) est dans son domaine de validité pour tous les terrains. De plus, GO est connu pour être performant aux faibles angles d'incidence, c'est pourquoi il a été considéré ici. En plus de GO, les seuls travaux -à notre connaissance- montrant des comparaisons entre des données expérimentales et des données simulées pour la bande Ka pour des surfaces rugueuses sont ceux de Nashashibi et al., 1996. Ils ont montré que le modèle semi-empirique Millimeter MicroWave (MMW) était en bon accord avec les données expérimentales, mais pour des angles d'incidence relativement élevés (supérieurs à 20°). C'est pourquoi nous avons voulu comparer également ce modèle avec nos mesures.

3.4.2. Détermination de la permittivité diélectrique du sol

Avant de présenter plus en détails les deux modèles de rétrodiffusion choisis, nous allons présenter la méthode utilisée pour la détermination de la permittivité diélectrique du sol en bande Ka. En effet, il n'existe pas à ma connaissance de modèle validé pour le sol en bande Ka pour déterminer cette permittivité. C'est pourquoi j'ai utilisé des travaux qui ont étendu les modèles existant vers cette bande de fréquence. La méthode proposée repose sur trois travaux de Malmberg and Maryott 1956, Stogryn 1971 ainsi que Dobson et al., 1985. Ce dernier propose un modèle semi-empirique pour la détermination de cette permittivité

complexe. L'idée principale est qu'un milieu humidifié a une permittivité diélectrique qui dépend de celle du sol totalement sec et de l'eau pure pour la fréquence d'étude choisie. Le mélange des deux permet donc d'obtenir la permittivité finale du sol ε_m .

Les paramètres en entrée du modèle semi-empirique sont :

- f : la fréquence
- ν_a : la fraction de volume occupée par l'air dans le sol ; on la fixe à 0.65
- ρ_b : la densité du milieu, en g/cm³
- α : la constante de forme, prise à une valeur $\alpha = 0.65$
- S : la composition du sol en sable, donnée en pourcentage (mettre 15 pour 15%)
- C : la composition du sol en argile, donnée en pourcentage (mettre 15 pour 15%)
- T : la température du sol en degrés Celsius
- m_v : l'humidité volumique du sol, donnée en pourcentage (mettre 20 pour 20%)

On calcule la permittivité de l'eau libre dans le sol, fonction de la température et de la fréquence. Pour cela, nous devons au préalable calculer la permittivité de l'eau (non salée) pour la fréquence nulle ε_{w0} :

$$\varepsilon_{w0} = 87.74 - 0.4008 * T + (9.398 * 10^{-4}) * T^2 + (1.410 * 10^{-6}) * T^3 \quad (\text{eq. 19})$$

La permittivité de l'eau pour des très hautes fréquences converge vers une valeur à «l'infini» $\varepsilon_{w\infty}$ qui est prise à $\varepsilon_{w\infty} = 4.9$. Nous avons également besoin du temps de relaxation de l'eau, qui est donnée par l'équation (eq. 20) en fonction de la température:

$$2\pi\tau = (1.1109 * 10^{-10}) - (3.824 * 10^{-12}) * T + (6.938 * 10^{-14}) * T^2 - (5.096 * 10^{-16}) * T^3 \quad (\text{eq. 20})$$

La conductivité effective de l'eau dans le sol, notée σ_{eff} , dépend quant à elle de la densité du milieu ρ_b et de la composition du sol en proportion de sable S et d'argile C :

$$\sigma_{eff} = -1.645 + 1.939\rho_b - 0.02013 * S + 0.01594 * C \quad (\text{eq. 21})$$

On obtient alors la permittivité effective de l'eau libre ε_{fw} par l'équation (eq. 22) :

$$\varepsilon_{fw} = \varepsilon_{w\infty} + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_{w\infty}}{1 + j2\pi f\tau} - j \frac{\sigma_{eff}}{2\pi f \varepsilon_0} * \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s * m_v} \quad (\text{eq. 22})$$

Une fois la permittivité effective de l'eau obtenue, nous devons l'intégrer et la « mélanger » à la permittivité diélectrique du sol. La première étape est de déterminer la densité spécifique du sol ρ_s :

$$\rho_s = \frac{\rho_b}{1 - v_a} \quad (\text{eq. 23})$$

La permittivité relative du sol sec ε_s est alors déterminée selon l'équation (eq. 24) :

$$\varepsilon_s = (1.01 + 0.44\rho_s)^2 - 0.062 \quad (\text{eq. 24})$$

La constante empirique β , dont les parties réelles et imaginaires sont déterminées empiriquement suivant les équations respectives présentées en (eq. 25), est déterminée comme suit :

$$\begin{aligned} \beta_r &= (127.48 - 0.519 * S - 0.152 * C)/100 \\ \beta_{im} &= (1.33797 - 0.603 * S - 0.166 * C)/100 \\ \beta &= \beta_r + j * \beta_{im} \end{aligned} \quad (\text{eq. 25})$$

On obtient alors la permittivité relative du sol ε_m , définie comme suit dans l'équation (eq. 26) :

$$\varepsilon_m = \left(1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\varepsilon_s^\alpha - 1) + m_v \beta \varepsilon_{fw}^\alpha - m_v\right)^{\frac{1}{\alpha}} \quad (\text{eq. 26})$$

3.4.3. Le modèle d'Optique Géométrique (GO)

Le modèle de rétrodiffusion GO, aussi appelé modèle de Kirchhoff pour la phase stationnaire, est fondé sur l'approximation du plan tangent, qui considère la surface comme une mosaïque de plans orientés de diverses manières, chacun de ces plans localement tangents à la surface. Pour pouvoir être appliqué, ce modèle doit pouvoir respecter les conditions suivantes :

$$\begin{aligned} kl &> 6 \\ l^2 &> 2.76s\lambda \\ ks \cos \theta &> 1.5 \end{aligned} \quad (\text{eq. 27})$$

Avec :

- k le nombre d'onde,
- s la hauteur hrms (en m),
- l la longueur de corrélation (en m)
- θ l'angle d'incidence de l'onde considérée.

Nous utilisons dans ce modèle le coefficient de Fresnel, qui s'exprime par :

$$\Gamma_{VV}(\theta) = \left| \frac{\varepsilon \cos \theta - \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}}{\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}} \right|^2 \quad (\text{eq. 28})$$

$$\Gamma_{HH}(\theta) = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2}} \right|^2$$

La réflectance de Fresnel dans ce modèle est à prendre pour l'angle au nadir, c'est-à-dire 0°.

On a alors, pour les deux polarisations :

$$\Gamma_0 = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right|^2 \quad (\text{eq. 29})$$

Les paramètres surfaciques à l'échelle microscopique sont aussi à prendre en compte, à savoir la rugosité de surface (hauteur rms) et la longueur de corrélation, afin d'obtenir la « Mean slope rms », notée par la suite m , qui dépend de la nature de la fonction d'autocorrélation surfacique:

$$\text{Surface avec fonction d'autocorrélation gaussienne : } m = \frac{\sqrt{2}s}{l} \quad (\text{eq. 30})$$

$$\text{Surface avec fonction d'autocorrélation exponentielle : } m = \frac{s}{l}$$

Selon l'optique géométrique, chaque surface élémentaire a donc une rétrodiffusion propre (égale pour les deux polarisations VV et HH) correspondant à:

$$\sigma_{HH}(\theta) = \sigma_{VV}(\theta) = \frac{\Gamma_0}{2m^2(\cos \theta)^4} \exp\left(-\frac{(\tan \theta)^2}{2m^2}\right) \quad (\text{eq. 31})$$

3.4.4. Le modèle Millimeter MicroWave (MMW)

Le modèle MMW, dont la théorie est présentée en détail dans Nashashibi et al. 1996, est une prolongation du modèle présenté par Oh dans Oh et al. 1992. Il repose sur un modèle semi-empirique, qui ne prend en compte que la hauteur rms de surface (paramètre s de rugosité), et ne prend donc pas en compte la longueur de corrélation. Il n'a pas été développé pour une utilisation avec des angles au nadir, étant donné que ce modèle repose sur le rapport des polarisations au-delà de 10° d'incidence. Il a donné de bons résultats dans Nashashibi et al. 1996 pour des angles à 20°, 45° et 70°. C'est pourquoi nous voulons le confronter à des valeurs nadir et proche nadir.

Il utilise la permittivité diélectrique du sol via le coefficient de Fresnel, mais également le rapport entre les coefficients de rétrodiffusion en polarisation HH et VV, comme montré dans l'équation (eq. 32).

$$p = \frac{\sigma_{HH}}{\sigma_{VV}} = \left[1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{\frac{1}{3\Gamma_0}} \exp(-0.4ks) \right]^2 \approx 1 \quad (\text{eq. 32})$$

Le coefficient de rétrodiffusion voulu σ_{VV} s'exprime par:

$$\sigma_{VV} = g \frac{\cos^x \theta}{\sqrt{p}} [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)] \quad (\text{eq. 33})$$

Avec :

- $\Gamma_v(\theta)$ le coefficient de Fresnel en polarisation V
- $\Gamma_h(\theta)$ le coefficient de Fresnel en polarisation H
- g , une fonction déterminée empiriquement dans l'équation (eq. 34)
- x , un paramètre prenant en compte la dépendance angulaire de σ_{VV} en tant que fonction du produit ks , exprimé (eq. 35)

$$g = 2.2[1 - \exp(-0.2ks)] \quad (\text{eq. 34})$$

$$x = 3.5 + \frac{1}{\pi} [\tan(10(1.65 - ks))]^{-1} \quad (\text{eq. 35})$$

3.4.5. La comparaison en elle-même

Les deux modèles de rétrodiffusion présentés sont utilisés avec les paramètres des six terrains d'étude en tant qu'entrées. Compte tenu de la variabilité des données de rugosité pour chaque terrain d'observation, une plage de rétrodiffusion modélisée est affichée dans la Figure 43 pour les deux modèles GO et MMW.

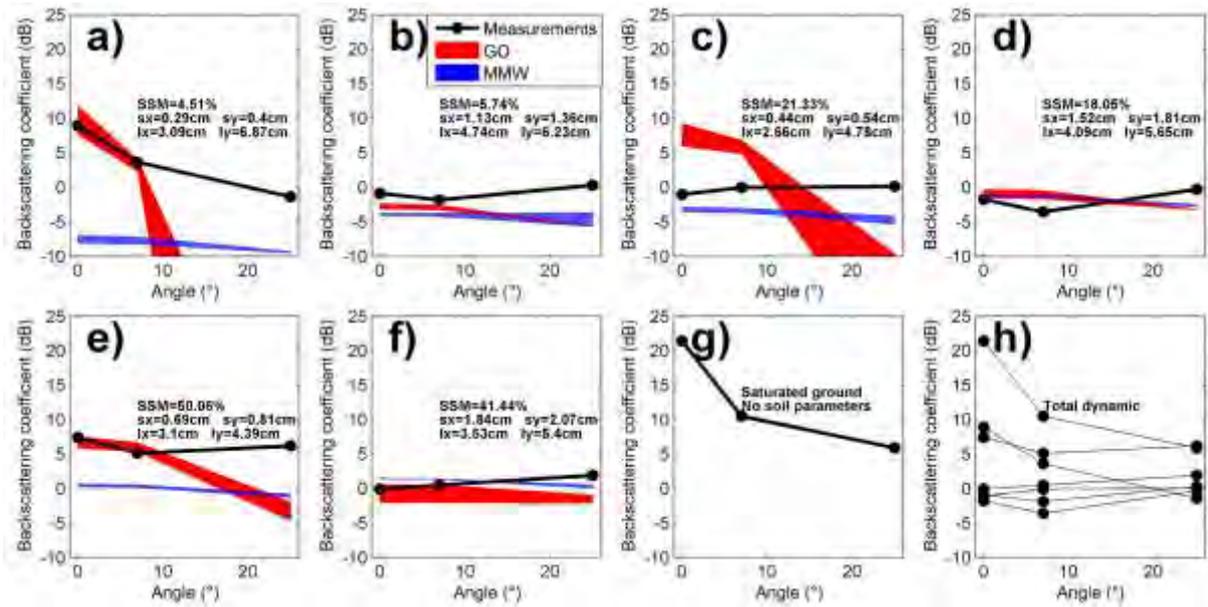


Figure 43 – Mesures de coefficients de rétrodiffusion comparés aux modèles GO (en rouge) et MMW (en bleu). Pour les six premières mesures (a à f), l'humidité du sol (SSM), ainsi que les paramètres s et l suivant les axes X- et Y- sont indiqués. La figure g ne présente aucune valeur de rugosité car non disponibles. La figure h, présente la dynamique totale des coefficients de rétrodiffusion mesurés.

L'optique géométrique présente un bon accord avec les mesures faites à 0° et 7° d'incidence dans la majorité des cas (mesures N°1-2-5-6). Si l'on observe l'écart entre les moyennes modélisées et celles mesurées dans le Tableau 8, pour le cas N°4, l'accord est bon au nadir (0.9 dB d'écart), mais moins bon à 7° (2.5 dB d'écart).

Tableau 8 - Ecart (en dB) entre la valeur moyenne modélisée par GO et MMW et la mesure effectuée, pour chaque angle d'incidence et chaque terrain d'observation.

Angle	0°		7°		25°	
	GO	MMW	GO	MMW	GO	MMW
N°1	1.3	16.4	0.3	11.3	45.9	8
N°2	1.8	3	1.1	2.2	5.9	4.9
N°3	8.9	2.2	6	3.3	12.7	4.8
N°4	0.9	0.6	2.5	2.3	2.9	2.4
N°5	0.6	6.9	0.9	4.8	9.3	7.2
N°6	0.5	1.5	1.1	0.8	3.4	1.6

A 25° d'incidence, les accords sont corrects pour les sols rugueux (terrains N°2-4-6), et mauvais pour les autres cas. Le modèle MMW a été développé pour être valide au-delà de 20° d'incidence, ce qui permet de constater sur les cas N°2-4-6 de bons accords avec les valeurs expérimentales. On peut également observer que cet accord est bon pour les angles 0° et 7° avec le modèle MMW, ce qui n'était pas attendu. Toutefois, pour les sols avec une

rugosité faible, l'accord est mauvais (sous-estimation du niveau rétrodiffusé), même à 25° d'incidence. Les données simulées avec GO sur les sols rugueux sont en bon accord avec le modèle MMW comme on peut le voir sur les Figure 43b et Figure 43d.

Les mesures du cas N°3 (Figure 43c) sont à considérer à part des autres : elles ne montrent en effet aucune corrélation avec GO pour chacun des angles, et présente un accord limité avec MMW. En fait, le terrain N°3 présente des caractéristiques régulières (périodicité de 2.5cm à la surface), qui ont été introduites lors du ratissage de la surface. Ces effets périodiques ne sont pas pris en compte par GO. Le meilleur comportement observé avec MMW dans ce cas peut être expliqué par le fait que MMW est moins sensible aux variations horizontales, telles que la longueur de corrélation. Pour une surface présentant des périodicités comme celles du terrain N°3, un modèle spécifique comme celui présenté dans Mattia 2011 devrait être utilisé.

Pour résumer, pour les angles proches du nadir, l'optique géométrique fournit des résultats satisfaisants de simulations de coefficients de rétrodiffusion, sauf dans le cas d'effets périodiques de surface. MMW est correct uniquement dans le cas des sols à forte rugosité, mais également dans le cas de surfaces périodiques.

4. Conclusion du chapitre

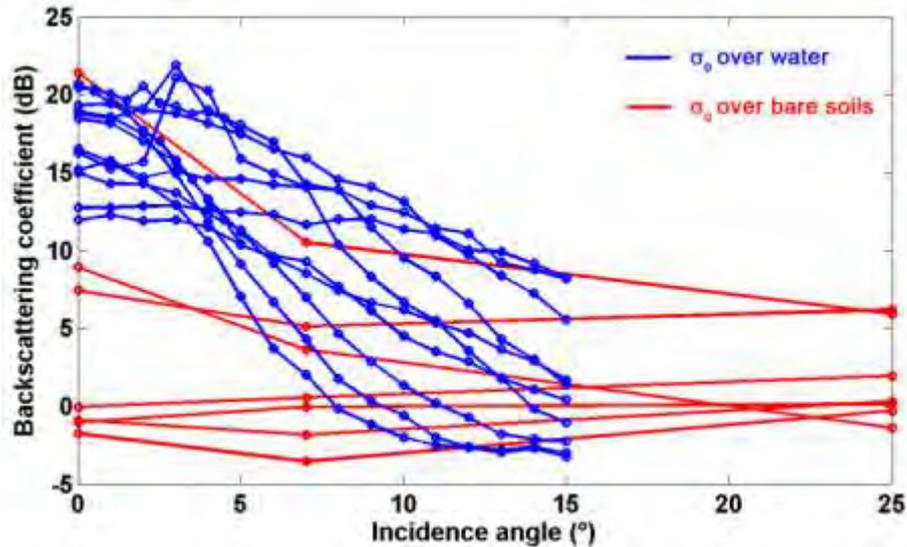


Figure 44- Comparaison des niveaux de rétrodiffusion mesurés sur eau et sur sols nus

On a mesuré des coefficients de rétrodiffusion en bande Ka sur de l'eau continentale (i.e. non salée), ainsi que sur des surfaces solides nues de type agricole. Nous avons pu ainsi quantifier la rétrodiffusion de ces surfaces selon des paramètres contrôlés de rugosité et d'humidité du sol pour les surfaces continentales. Il est apparu que la rétrodiffusion continentale peut, sous certaines conditions, présenter des niveaux comparables avec les données mesurées sur surfaces en eau (voir la juxtaposition des mesures sur eau et sur sols nus Figure 44).

L'optique géométrique s'est montrée apte à simuler la rétrodiffusion nadir en bande Ka sur sols continentaux pour des paramètres de rugosité réalistes. Nous pouvons l'utiliser pour modéliser le comportement d'un altimètre nadir en bande Ka sur surface continentale, et ce pour des angles nadir ou proches nadir.

Ce qu'il faut retenir :

- L'angle d'azimut a un impact sur le niveau du coefficient de rétrodiffusion sur des surfaces en eau de type continentale (i.e lacs et rivières)
- La dynamique totale sur l'eau pour les vitesses de vent considérées est de 25 dB, s'étalant de -3 dB à 22 dB, pour des angles d'incidence allant de 0° à 15°.
- Pour tous les azimuts et toutes les vitesses de vent (et donc de rugosités introduites) considérés, la rétrodiffusion sur l'eau diminue avec l'angle d'incidence, excepté pour les faibles vitesses de vent (<2.3 m/s) pour lesquelles des effets de résonance de Bragg peuvent se produire en deçà de 4° d'incidence.
- Plus la vitesse de vent augmente (donc plus la rugosité de surface augmente), plus le niveau de rétrodiffusion sur l'eau au nadir diminue ; inversement, loin du nadir, le niveau de rétrodiffusion augmente avec la vitesse du vent. Entre les deux, un point d'inflexion existe, qui est fonction de la vitesse du vent.
- Sur surface continentale, la rétrodiffusion au nadir offre une dynamique d'environ 23dB pour les paramètres d'humidité du sol et de rugosité considérés dans notre étude. Cette dynamique diminue avec l'angle d'incidence.
- La tendance générale est à une diminution du niveau de rétrodiffusion avec l'angle d'incidence. Entre 7° et 25°, ces niveaux ont tendance à augmenter légèrement.
- La détermination des paramètres de rugosité est une étape délicate et très importante pour la bande Ka, notamment en prélude d'un travail de modélisation.
- L'optique géométrique est apte à modéliser la rétrodiffusion sur sol continental pour des angles proches du nadir en bande Ka.

Chapitre IV :

**Modélisation de la réponse
radar altimétrique en bande Ku
et Ka appliquée à des surfaces
continentales à double échelle :
le programme CALM**

Dans le contexte de ce travail de thèse, je me suis intéressé à la variation de la réponse altimétrique en fonction des surfaces continentales observées. Afin de pouvoir faire varier une seule variable à la fois (que ce soit au niveau de l'altimètre ou de la surface), et donc de tenter de séparer les contributions de chaque variable environnementale, il s'est révélé nécessaire de développer un programme de modélisation altimétrique.

L'objectif de ce chapitre est ainsi d'expliquer les différentes étapes menant à la création d'un programme de modélisation altimétrique, et de valider son fonctionnement en bande Ku et Ka, dans le but d'étudier l'impact de variables de surface sur la forme d'onde altimétrique.

Pour cela, je vais tout d'abord expliciter le fonctionnement interne du programme, qui s'appuie sur une modélisation à double échelle :

- macroscopique avec des terrains simulés réalistes
- microscopique avec la prise en compte de la rugosité fine du terrain

Après avoir validé d'un point de vue théorique son fonctionnement, je vais ensuite comparer les formes d'onde simulées sur des sols modélisés à partir de Modèles Numériques de Terrain (MNT) de sites choisis dans la région du Gourma au Mali avec des formes d'onde réelles en provenance de satellites altimétriques.

Enfin, le programme de modélisation altimétrique sera utilisé en bande Ka sur cinq sites d'étude présentant des surfaces en eau ou non, et pour différentes humidités du sol. L'impact sur le coefficient de rétrodiffusion de l'humidité du sol en fonction de la surface étudiée pourra ainsi être établi.

1. Principe et fonctionnement du programme CALM

Dans les chapitres précédents, il est apparu que plusieurs facteurs différents impactent la mesure du coefficient de rétrodiffusion altimétrique, que ce soit la taille de la tache de mesure liée au diamètre d'antenne et à la fréquence, la longueur d'onde utilisée ou encore les propriétés de surface du sol observé. Ce sont précisément les propriétés de surface qui nous intéressent dans le cadre de l'étude du contraste entre sol et eau à partir du coefficient de rétrodiffusion altimétrique. Afin de pouvoir séparer les contributions liées à la rugosité du sol, l'humidité superficielle du sol, ou encore les surfaces en eau et les différentes topographies qui peuvent être rencontrées dans la nature, il s'est imposé que le développement d'un programme de modélisation altimétrique était nécessaire. C'est pourquoi j'ai développé le programme CALM (pour Continental ALtimetry Modeling).

CALM est ainsi un programme qui permet de modéliser des formes d'onde altimétriques pour des satellites altimétriques LRM (Low Resolution Mode), en bande Ku et Ka, à partir de surfaces réalistes modélisées ou de Modèles Numériques de Terrain (MNT). C'est en effet la modélisation de la surface qui permettra par la suite de pouvoir estimer l'impact sur les formes d'onde – et donc sur le coefficient de rétrodiffusion – de l'humidité du sol et de la présence d'eau dans la tache de mesure au sol.

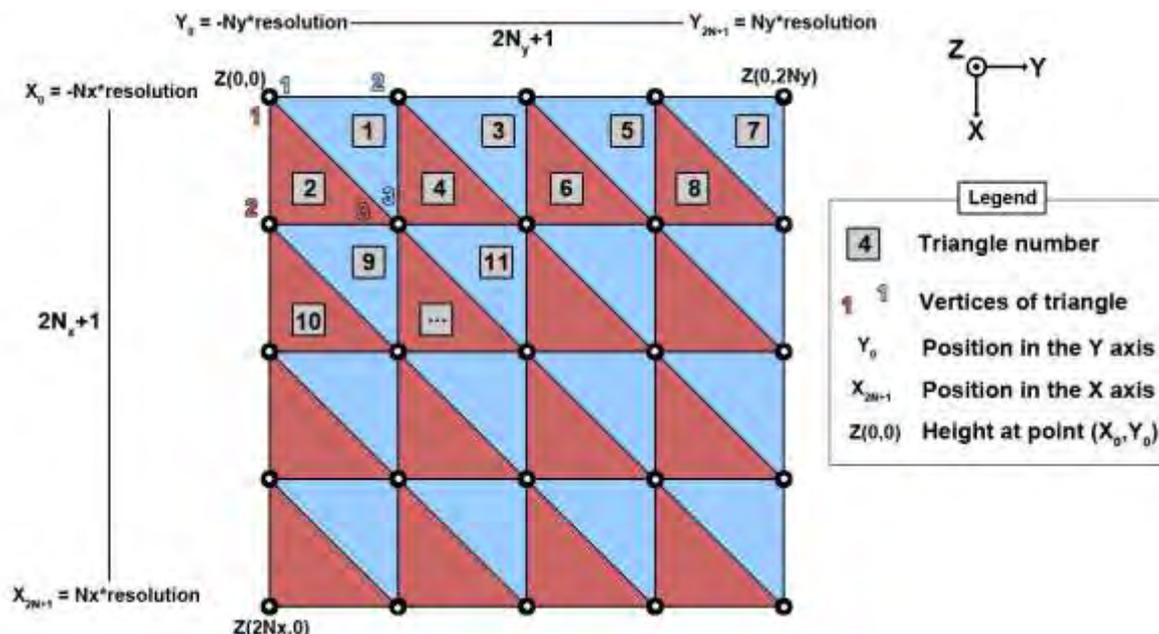
1.1. Modélisation de la surface d'étude

La modélisation présentée ici prend en compte deux aspects : macroscopique avec le maillage d'une zone représentant une tache de mesure altimétrique (soit plusieurs dizaines de km²), et microscopique avec la longueur de corrélation et la hauteur rms décrivant la rugosité de surface, qui sont des paramètres déterminants par rapport à la longueur d'onde considérée. On a donc une description multi-échelle de la surface, car on pourrait envisager des étapes de subdivision supplémentaires.

1.1.1. Nomenclature générale

La surface au sol est discrétisée en triangles, élément géométrique pouvant s'adapter à tout type de surface. Pour simplifier, on considèrera que la discrétisation est uniforme. La modélisation de la rétrodiffusion altimétrique envisagée prend en compte une surface au sol de forme rectangulaire, dont la taille est définie par le nombre de mailles $2 \times N_x$ suivant l'axe X (une maille correspond à un triangle élémentaire) et $2 \times N_y$ suivant l'axe Y, ainsi que la résolution R (distance entre deux mailles consécutives, prise constante en X et en Y). Nous

avons alors une matrice de taille $2N_x+1$ par $2N_y+1$ représentant les positions de chaque point de maillage (position en X et Y, hauteur du point en Z). Un exemple est représenté sur la Figure 45 ainsi que les autres paramètres élémentaires de la surface créée. La verticale du satellite à la surface est placée en $X=Y=0$ dans notre repère, au niveau du point $Z(N_x+1, N_y+1)$, soit au centre du rectangle de maillage.



1.1.2. Génération de la surface à l'échelle macroscopique

La matrice des hauteurs Z est créée, soit en générant des hauteurs aléatoires en utilisant une distribution gaussienne et une fonction d'autocorrélation elle aussi gaussienne, soit en introduisant des hauteurs réelles à partir de Modèles Numériques de Terrain (MNT). L'ajout d'autres composantes, trigonométriques par exemple pour simuler la présence de périodicités ou de quasi périodicités (des dunes par exemple), est possible lors de cette étape.

1.1.3. Détermination de la permittivité du sol

La détermination de la permittivité complexe du sol est centrale dans l'étude. En effet, c'est elle qui contrôle la rétrodiffusion électromagnétique, conjointement avec l'angle d'incidence, la fréquence utilisée et la rugosité de surface. S'agissant de sa détermination, nous utilisons la même méthode que celle développée au chapitre III – 3.4.5. En effet, nous avons vu que cette méthode permettait d'obtenir des résultats satisfaisants quant à la

détermination des permittivités complexes du sol, nominativement pour les bandes C et Ku, mais également pour la bande Ka.

Ainsi, à partir de la fréquence choisie pour le calcul de la forme d'onde et de la composition du sol et de son humidité de surface, CALM permet de déterminer la permittivité du sol. Celle-ci est alors appliquée à l'ensemble de la surface modélisée par défaut.

1.1.4. Génération des surfaces élémentaires

1.1.4.1. Calcul des paramètres des surfaces élémentaires

Une fois la surface globale générée, nous devons prendre en compte les surfaces élémentaires, qui seront des triangles de côtés de longueur a , b et c , et de barycentre O_i (voir Figure 45 et Figure 46).

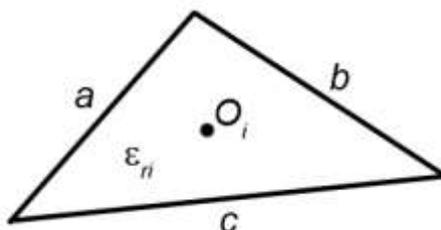


Figure 46 – Paramètres d'un triangle élémentaire (indice i)

En numérotant chaque triangle élémentaire, nous créons une matrice avec entre autres les coordonnées des trois sommets et l'aire du triangle en utilisant la formule de Héron :

$$A = \sqrt{p(p-a)(p-b)(p-c)} \quad (\text{eq. 1})$$

$$p = \frac{1}{2}(a+b+c) \quad (\text{eq. 2})$$

Les surfaces élémentaires étant établies, on calcule les normales à chaque surface élémentaire par produit vectoriel en les normalisant. On leur attribue également une permittivité complexe propre (ϵ_{ri} , la même pour toute la surface modélisée, cf. 1.1.3.), ainsi que les paramètres de rugosité à l'échelle locale (hauteur h_{rms} , type de fonction de corrélation et longueur de corrélation, paramètres s et l du Chapitre III), supposés constants sur l'ensemble de la surface modélisée par défaut.

Un vecteur est ensuite créé, contenant 12 paramètres pour chaque triangle :

- La position moyenne en X du triangle élémentaire (noté X_i par la suite)
- La position moyenne en Y du triangle élémentaire (noté Y_i par la suite)

- La position moyenne en Z du triangle élémentaire (noté Z_{ii} par la suite)
- La composante en X de la normale N_x
- La composante en Y de la normale N_y
- La composante en Z de la normale N_z
- La nature du triangle renvoie vers une occupation des sols ; dans un premier temps : -1 pour l'eau, 0 pour la surface continentale par défaut
- La hauteur $hrms$ de la surface (déviations standard de la hauteur)
- La longueur de corrélation de la surface
- L'aire du triangle élémentaire
- La partie réelle de la permittivité complexe
- La partie imaginaire de la permittivité complexe

Tous ces paramètres caractérisant ainsi la surface peuvent ensuite être modifiés pour attribuer de nouvelles propriétés à des zones définies.

1.1.4.2. Sélection de zones particulières à partir de polygones

Sur certains types de sols, il est nécessaire de définir des surfaces en eau. La sélection de la zone déterminée par le polygone choisi se fait de façon successive. L'idée est de faire un test par sommet du polygone quant à l'appartenance à un demi-plan. Pour chaque droite nous avons donc un ensemble de triangles élémentaires sélectionnés dans la surface totale, et au final c'est l'intersection de ces ensembles qui donnera la zone d'intérêt. Voici un exemple pour un polygone d'ordre 3 (un triangle donc).

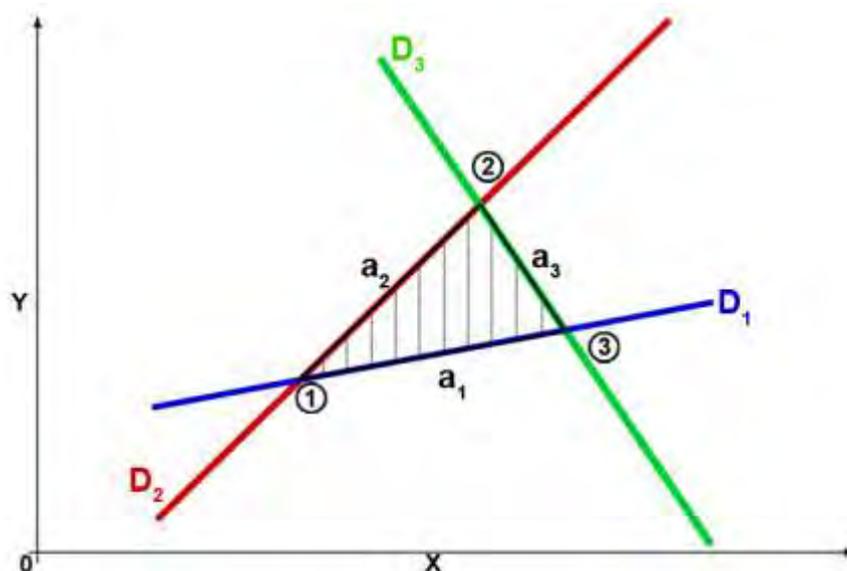


Figure 47 – Schéma explicatif de la méthode de sélection des triangles élémentaires dans une zone triangulaire.

Le but est de sélectionner, parmi tous les triangles élémentaires générés auparavant, ceux compris dans la zone hachurée de la Figure 47. Nous avons trois points, nommés 1, 2 et 3,

dans le plan (X0Y). A partir des coordonnées de ces trois points, nous pouvons calculer les trois coefficients directeurs des droites D_1 , D_2 et D_3 , ainsi que leurs ordonnées à l'origine b_1 , b_2 et b_3 .

De ces coefficients, nous pouvons calculer les ordonnées y à partir des équations des trois droites D_1 , D_2 et D_3 des côtés de chaque triangle élémentaire de l'ensemble de la surface modélisée, à partir de leur position moyenne en X . Soit, pour la droite D_1 :

$$T_1 = a_1 * X_i + b_1 \quad (\text{eq. 3})$$

Avec T_1 le vecteur d'ordonnées Y de la droite D_1 ainsi discrétisée pour l'ensemble de la surface d'étude.

L'étape suivante est de déterminer l'ensemble des points dans la zone d'intérêt, c'est-à-dire là où la zone hachurée est située (ici, au-dessus de la droite D_1). Nous prenons donc le point 2 (de coordonnées X_2 et Y_2) comme point test. Nous calculons le paramètre c_1 tel que :

$$c_1 = Y_2 - (a_1 * X_2 + b_1) \quad (\text{eq. 4})$$

Le signe de c_1 détermine la position du point 2 par rapport à la droite D_1 . c_1 est ici positif, la zone d'intérêt est donc celle au-dessus de la droite D_1 . On sélectionne alors l'ensemble des triangles élémentaires tels que :

$$T_1 < Y_i \quad (\text{eq. 5})$$

Ceci nous donne le sous-ensemble F_1 .

On réitère cette opération pour les droites D_2 et D_3 , donnant ainsi les sous-ensembles F_2 et F_3 . L'intersection des sous-ensembles F_1 , F_2 et F_3 donne alors l'ensemble des triangles élémentaires appartenant à la zone hachurée voulue.

L'opération est la même pour des polygones d'ordre supérieur, à ceci près qu'il faut autant d'étapes que de côtés du polygone.

1.1.4.3. Attribution des surfaces en eau

La surface modélisée est considérée de prime abord comme étant un sol, avec des paramètres par défaut qui sont appliqués (voir paragraphes précédents). Les surfaces en eau sont au cœur de notre étude, elles doivent donc être considérées à part dans le cadre du programme CALM. Suite à la création de la surface d'étude, les zones en eau sont déterminées par des zones triangulaires ou quadrangulaires, telles que définies au paragraphe 1.1.4.2.

Une fois la zone sélectionnée, les paramètres suivants peuvent être changés :

- La hauteur de la surface en eau. Actuellement, les surfaces en eau sont considérées comme plates, et donc à altitude constante.

- La normale à chaque triangle élémentaire change également : seule la composante en Z demeure, égale à 1.
- La nature de la surface est mise à -1 (i.e de l'eau)
- Les paramètres de rugosité (s et l)
- La permittivité complexe du milieu sélectionné.

1.2. Calcul de la rétrodiffusion

1.2.1. Rétrodiffusion vectorielle

Nous avons choisi de suivre la convention Forward Scattering Alignment (FSA) pour les calculs, et ce pour chaque triangle élémentaire (voir Figure 48), selon les conventions définies dans le premier volume de « Radar Cross-Section Handbook » (Ulaby & Elachi, 1990). Compte tenu de la visée au nadir du radar altimétrique, la polarisation de l'onde émise est équivalente en HH et en VV pour une surface isotrope, ce qui n'est pas forcément le cas. Nous fixerons par la suite l'onde émise comme ayant une polarisation parallèle à Ox.

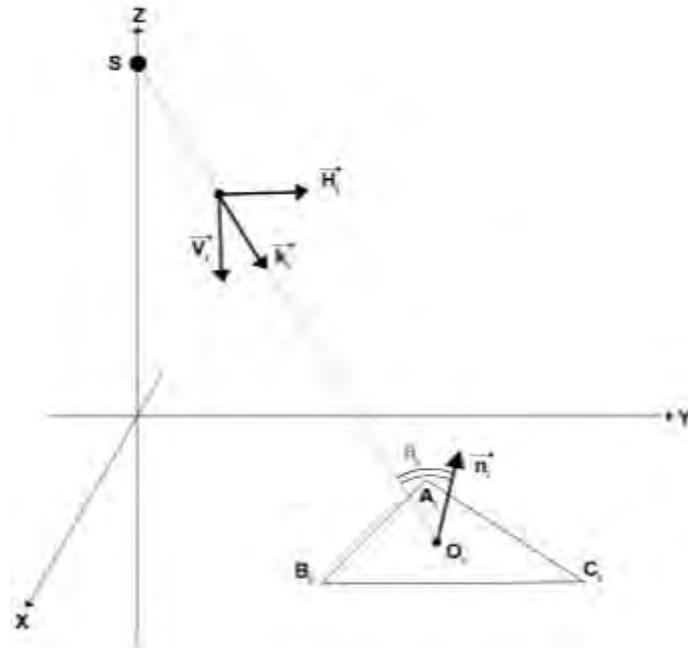


Figure 48 - Convention FSA pour un triangle élémentaire dans le repère d'étude

La convention est définie comme suit, en se référant aux vecteurs de la Figure 48:

L'onde électromagnétique incidente est dirigée suivant le vecteur \vec{k}_i , tel que :

$$\vec{k}_i = \frac{\vec{SO}_i}{|\vec{SO}_i|} \quad (\text{eq. 6})$$

On définit alors les composantes du champ électrique émis suivant les trois axes par :

$$\vec{E}_i = \vec{k}_i \wedge \vec{y} = \begin{bmatrix} E_{Xi} \\ E_{Yi} \\ E_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 7})$$

Avec R_i la distance entre la source et la position du barycentre de chaque facette et Φ_i une phase aléatoire, ajoutée pour éviter tout futur effet cohérent indésirable sur le champ électrique.

Le champ électrique émis est alors projeté sur les vecteurs unitaires \vec{H}_i et \vec{V}_i , qui forment avec le vecteur \vec{k}_i une base directe. Le vecteur \vec{H}_i est défini par :

$$\vec{H}_i = \frac{\vec{n}_i \wedge \vec{k}_i}{|\vec{n}_i \wedge \vec{k}_i|} = \begin{bmatrix} H_{Xi} \\ H_{Yi} \\ H_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 8})$$

avec \vec{n}_i la normale à la surface élémentaire considérée.

Le vecteur \vec{V}_i quant à lui est défini par :

$$\vec{V}_i = \vec{H}_i \wedge \vec{k}_i = \begin{bmatrix} V_{Xi} \\ V_{Yi} \\ V_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 9})$$

La projection de \vec{E}_i sur la base $\vec{H}_i \vec{V}_i$ se fait alors par simple produit scalaire :

$$E_{Hi} = \begin{bmatrix} E_{Xi} \\ E_{Yi} \\ E_{Zi} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_{Xi} \\ H_{Yi} \\ H_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 10})$$

$$E_{Vi} = \begin{bmatrix} E_{Xi} \\ E_{Yi} \\ E_{Zi} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} V_{Xi} \\ V_{Yi} \\ V_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 11})$$

On considère la matrice S définie comme suit avec les coefficients de rétrodiffusion σ_{HH} et σ_{VV} correspondant respectivement aux polarisations HH et VV (Ruck et al., 1970). On négligera ici la polarisation croisée du sol.

$$S = \begin{bmatrix} \sqrt{\sigma_{HH}} & 0 \\ 0 & \sqrt{\sigma_{VV}} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 12})$$

On obtient alors les composantes du champ électrique diffracté dans la direction de rétrodiffusion (mêmes direction pour les vecteurs unitaires V et H) :

$$\begin{bmatrix} E_{Hs} \\ E_{Vs} \end{bmatrix} = S \cdot \begin{bmatrix} E_{Hi} \\ E_{Vi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 13})$$

Pour l'instant, on s'est essentiellement préoccupé de l'aspect relatif de la valeur du champ. Pour tenir compte de l'amplitude, pour chaque triangle, un coefficient de pondération correspondant aux composantes de l'équation radar est attribué tel que suit :

$$C_i = \frac{A_i G^2 P \lambda^2}{R_i^4 (4\pi)^3} W(\theta_i) \quad (\text{eq. 14})$$

Avec :

- La surface élémentaire A_i
- Le gain d'antenne G
- La puissance émise P
- La longueur d'onde λ
- La distance antenne-cible R_i
- Le diagramme de l'antenne utilisée dans le système radar $W(\theta)$

On a au final le champ rétrodiffusé par le triangle élémentaire i suivant les trois composantes en X, Y et Z :

$$\begin{bmatrix} E_{XF_i} \\ E_{YF_i} \\ E_{ZF_i} \end{bmatrix} = E_{HS}C_i \begin{bmatrix} H_{Xi} \\ H_{Yi} \\ H_{Zi} \end{bmatrix} + E_{VS}C_i \begin{bmatrix} V_{Xi} \\ V_{Yi} \\ V_{Zi} \end{bmatrix} \quad (\text{eq. 15})$$

Auquel on rajoutera le terme de phase dû à la propagation et un terme de phase aléatoire rendant compte du speckle :

$$E_{Yi} = e^{-jk_i R_i + j\Phi_i} \quad (\text{eq. 16})$$

1.2.2. Application du modèle de Kirchhoff

Le modèle de rétrodiffusion basé sur les lois de l'Optique Géométrique, aussi appelé modèle de Kirchhoff pour la phase stationnaire, est fondé sur l'approximation du plan tangent, qui considère la surface comme une mosaïque de plans orientés de diverses manières, chacun de ces plans localement tangents à la surface. Il est présenté en détail dans la section 3.5.3. du Chapitre III de ce manuscrit de thèse (également définit dans Ulaby, 1983, Tome 2).

Ce modèle n'est toutefois pas applicable aux surfaces en eau. En effet, les rugosités de surfaces sont telles que nous ne sommes plus dans le domaine d'application de la géométrie optique ; sans parler du fait qu'il est difficile d'avoir, à un instant t , les paramètres surfaciques de l'eau (hrms de quelques millimètres, longueur de corrélation très variable). Afin de contrer ce problème, le coefficient de rétrodiffusion est fixé à 17 dB en bande Ku et 20dB en bande Ka pour l'eau, ce qui permet de modéliser une surface en eau relativement calme (voir les mesures faites dans le Chapitre III).

1.2.3. Paramètres radar

L'ouverture d'antenne (Antenna Field Of View), rappelons-le, dépend de la longueur d'onde λ et du diamètre de l'antenne D , exprimé en radians par :

$$\theta_{3dB} = \frac{70\lambda\pi}{D180} \quad (\text{eq. 17})$$

Le gain de l'antenne est alors:

$$G = \frac{4 \log(2)}{\theta_{3dB}^2} \quad (\text{eq. 18})$$

La pondération en prenant en compte le diagramme d'antenne est:

$$W(\theta) = \exp(-2G\theta) \quad (\text{eq. 19})$$

A partir de la distance entre l'orbite du satellite et la surface de la Terre, et connaissant l'ouverture d'antenne, nous pouvons restreindre la zone observable au sol. En effet, les deux paramètres cités permettent de calculer un rayon du "disque" d'observation au sol, dont la limite est l'atténuation à 3 dB de la puissance reçue (voir Chapitre I).

1.3. Création de la forme d'onde

1.3.1. Forme d'onde pour une impulsion

Lorsque l'impulsion électromagnétique est réfléchiée par la surface observée, elle revient à bord du satellite suivant une distribution de puissance dans le temps. Cette distribution s'appelle la forme d'onde. Celle-ci est discrétisée suivant des portes temporelles, qui captent la puissance reçue pendant une durée correspondant à l'ouverture temporelle de la porte. Suivant le temps aller-retour de l'onde électromagnétique entre le satellite et la surface, la forme d'onde captera ainsi l'intégralité de la puissance réfléchiée ou une partie. C'est à partir de cette forme d'onde que la distance entre l'altimètre et la surface est estimée (voir Chapitre I) : c'est ce qu'on appelle le retracking.

Le début du retracking dans CALM est déterminé comme étant le temps équivalent au premier signal revenant au satellite. A noter que le bruit du capteur n'est pas pris en compte dans le simulateur. Les portes sont d'une largeur temporelle τ (Chelton et al., 2001) :

$$d_{gate} = \tau = \frac{1}{B_w} \quad (\text{eq. 20})$$

Avec B_w la largeur de bande du système radar.

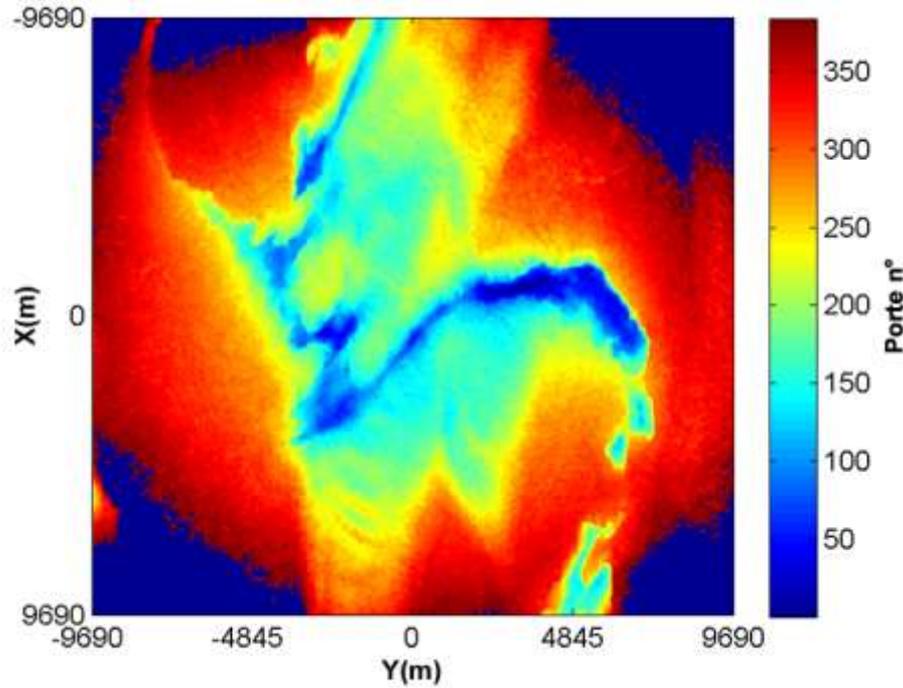


Figure 49 – Exemple de surface modélisée, où est indiqué pour chaque triangle élémentaire le numéro de la porte radar correspondante (ici, pour 384 portes).

Chaque triangle élémentaire rétrodiffuse un signal électromagnétique vers le satellite qui arrive par rapport au temps d'émission t_0 au temps t_i . On détermine alors la puissance de la forme d'onde pour la porte numéro n , et pour les trois axes du système X, Y et Z, par :

$$WF_X(n) = \sum |E_{XF_i}|^2 \quad \text{avec} \quad t_i \in [T_{n-1}; T_n] \quad (\text{eq. 21})$$

$$WF_Y(n) = \sum |E_{YF_i}|^2 \quad \text{avec} \quad t_i \in [T_{n-1}; T_n] \quad (\text{eq. 22})$$

$$WF_Z(n) = \sum |E_{ZF_i}|^2 \quad \text{avec} \quad t_i \in [T_{n-1}; T_n] \quad (\text{eq. 23})$$

Théoriquement, la forme d'onde totale dure plusieurs millisecondes (quand une porte temporelle dure de l'ordre de quelques nanosecondes). Le nombre de portes est fixé à 64 ou 128 suivant les satellites considérés actuellement en orbite, et forment donc au final une forme d'onde sur 64 ou 128 points. Il est donc nécessaire de ne sélectionner que N portes temporelles sur l'ensemble des réponses possibles (ce qui revient à ne sélectionner que les données dans le cadre rouge de la Figure 50). Afin de ne calculer la puissance que sur l'espace temporel d'intérêt (durant la forme d'onde que l'on attend), une variable de retard temporel (time_lag) est introduite. Ce retard permet d'ouvrir les N portes voulues à partir du temps de retour minimal auquel on rajoute le retard temporel (voir Figure 50).

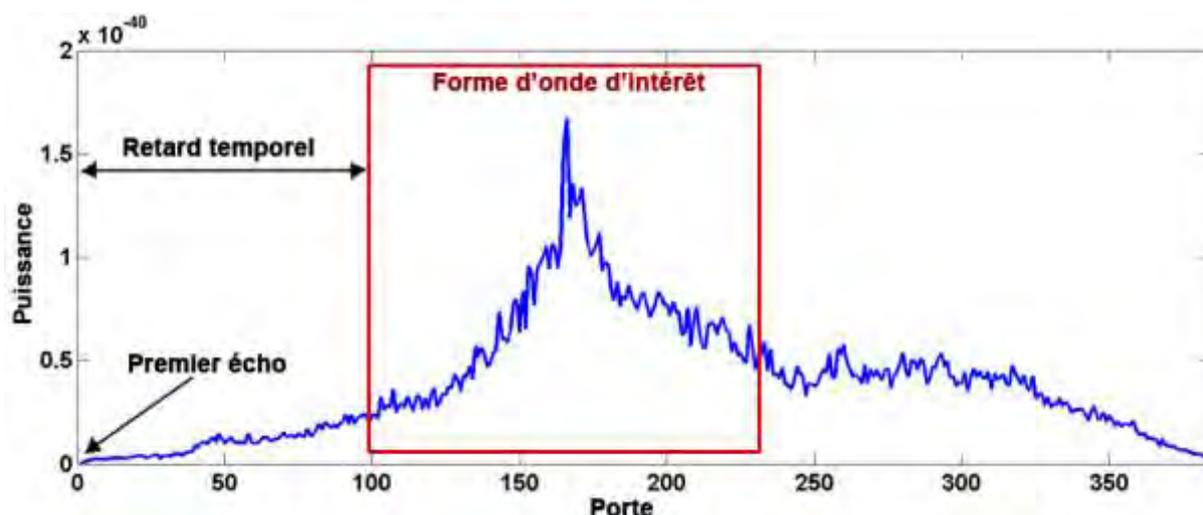


Figure 50 – Exemple de forme d'onde « brute ». Sont indiquées la position du premier écho, la durée correspondant au time lag choisi, ainsi que la fenêtre permettant de déterminer la forme d'onde d'intérêt.

A bord du satellite, une connaissance a priori du terrain observé fait que ce retard temporel est introduit dans le système automatiquement.

Pour chacune de ces portes, on somme les champs électriques en provenance de chaque surface élémentaire correspondant au critère temporel du temps du trajet aller-retour de l'onde (une porte = un intervalle temporel de sommation du champ électromagnétique), et ce pour les trois axes X, Y et Z. Enfin, pour chaque porte, le champ électrique total est multiplié par son conjugué pour finalement obtenir la puissance. La Figure 49 illustre la surface observée au sol par rapport à la porte considérée (384 portes sont considérées dans ce cas).

1.3.2. Forme d'onde moyennée le long de la trajectoire orbitale

1.3.2.1. Modélisation du déplacement sur l'orbite d'un satellite altimétrique

Afin de modéliser au mieux l'aspect orbital de la mesure radar, il est nécessaire de prendre en compte le déplacement du satellite en orbite. A partir de la vitesse en orbite du satellite, que l'on peut considérer comme une vitesse radiale, nous pouvons simuler le déplacement du satellite à la verticale des sols simulés. En effet, les surfaces étant considérées comme planes et ne prenant pas en compte la rotondité de la Terre, le déplacement du satellite peut donc être modélisé comme une translation sur une dimension, suivant l'axe Y.

1.3.2.2. Paramètres radar et caractéristiques orbitales des satellites

Les systèmes radar altimétriques en orbite fonctionnent en continu. L'émission des ondes se fait à un rythme régulier paramétré par la fréquence de répétition de l'impulsion. Quant à la durée de la pulsation elle-même, elle dépend aussi des paramètres du système, et change donc d'un satellite altimétrique à l'autre.

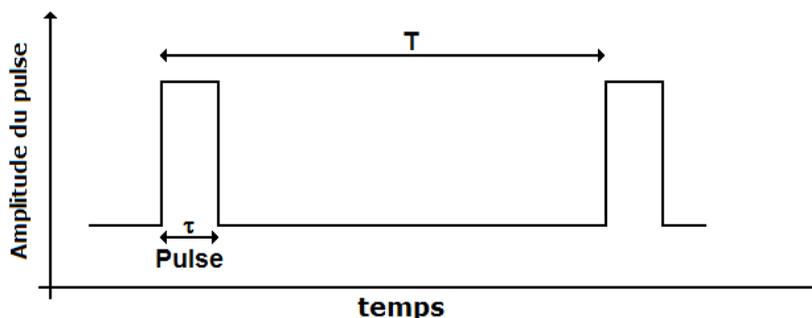


Figure 51 – Illustration de la durée de la pulsation (pulsation, notée τ) et de la durée de répétition de cette même pulsation (T) dans le temps.

La fréquence de répétition, couplée à la vitesse en orbite du satellite, permet d'avoir non seulement la vitesse apparente au sol du satellite, mais également l'espacement au sol entre deux mesures altimétriques successives. Le Tableau 9 indique pour les trois satellites Jason 1-2, ENVISAT et AltiKa les principaux paramètres spatio-temporels inhérents à ces systèmes.

Tableau 9 – Principaux paramètres spatio-temporels et d'impulsion des satellites Jason 1-2, ENVISAT et AltiKa

	Jason 1-2	ENVISAT RA-2	AltiKa
Bande utilisée	C, Ku	S, Ku	Ka
Durée de la pulsation (chirp sweep time) (μ s)	105	20	110
Durée effective de la pulsation (ns)	3,125	3,125	1
Altitude moyenne du satellite (km)	1336	800	800
Vitesse en orbite (km.s^{-1})	7,2	7,45	7,47
Vitesse apparente au sol (km.s^{-1})	5,95	6,62	6,64
Largeur de bande (MHz)	320	320, 80, 20 (Ku) 160 (S)	500
Fréquence de répétition de l'impulsion (Hz)	2060	1795 (Ku) 449 (S)	~3800
Durée entre deux impulsions (T, en μ s)	485	557 (Ku) 2230 (S)	~263

1.3.2.3. Moyenne des formes d'onde successives

Certaines réflexions localisées de type cohérent font que la puissance varie beaucoup d'une mesure à l'autre. Il est ainsi préférable de moyenniser sur une surface similaire plusieurs formes d'onde consécutives qui mesurent alors le même type de surface d'un point de vue statistique. En effet nous voyons pour une série de mesures consécutives les formes d'onde n°1, 50 et 100, qui sont issues à peu de choses près de la même surface (Figure 52).

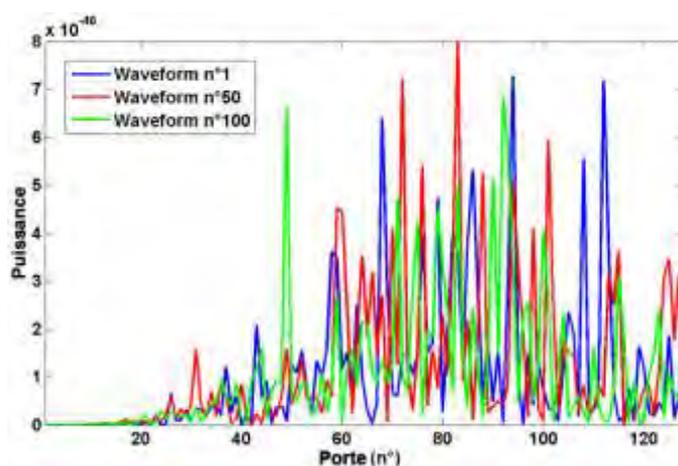


Figure 52 – Affichage des formes d'onde simulées n°1, 50 et 100 lors d'une série de mesures consécutives au-dessus d'une même surface, en modélisant le déplacement sur orbite.

Afin de retrouver la forme d'onde attendue et d'atténuer le plus possible les artefacts de mesure, on moyennise les formes d'onde brutes (« burst echos »). A titre d'exemple, à bord d'ENVISAT, RA-2 moyennise consécutivement 100 mesures pour une forme d'onde générée.

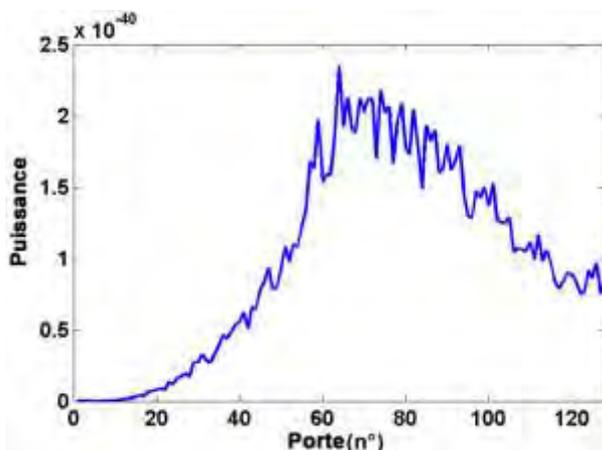


Figure 53 – Forme d'onde obtenue à partir de la moyenne de 100 formes d'onde individuellement simulées.

1.4. Organigramme du programme CALM

Les différentes étapes du programme CALM, présentées dans toute cette première section, s'articulent tel que présenté dans la Figure 54.

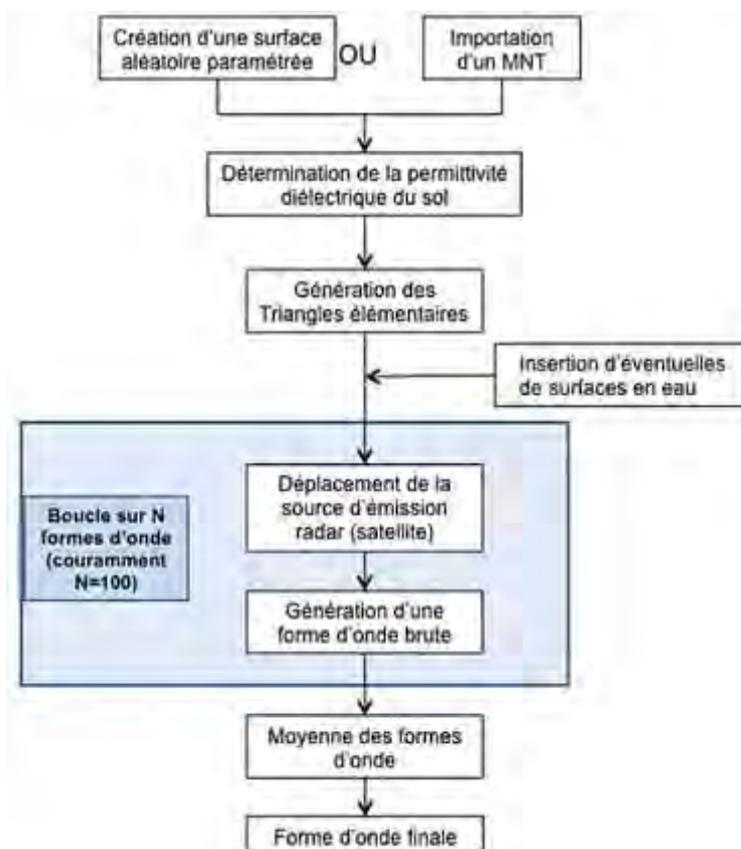


Figure 54 - Organigramme du programme CALM

2. Validation du modèle théorique

2.1. Principe de la validation théorique

Ce simulateur de forme d'onde altimétrique radar doit, avant exploitation, être validé sur le plan théorique. Reposant sur la loi de Kirchhoff appliquée à chaque facette, le simulateur doit retrouver les mêmes niveaux de rétrodiffusion radar au niveau micro comme macro. Dans ce but, le code va être légèrement modifié pour comparer l'estimation du σ_0 surfacique pour chaque anneau sur un sol plat (ce qui correspond à une porte temporelle, auquel correspond un angle d'incidence moyen) par rapport au σ_0 théorique obtenu par les lois de l'optique géométrique.

En théorie, on a :

$$|E_{Si}| = \sqrt{4\pi\sigma_0 S_i} |E_i| \exp(j\Phi_i) \quad (\text{eq. 24})$$

Avec :

- E_{Si} le champ diffracté par la facette,
- σ_0 la surface équivalente radar (coefficient de rétrodiffusion)
- S_i la surface correspondant à la facette considérée, et
- E_i le champ incident à cette même facette,
- ϕ_i la phase du champ électrique.

La théorie veut donc que le coefficient de rétrodiffusion soit défini pour chaque anneau tel que :

$$\sigma_0 = \lim_{R \rightarrow \infty} R^2 \frac{1}{4\pi} \frac{E_S E_S^*}{E_i E_i^*} \frac{1}{S} \quad (\text{eq. 25})$$

avec S la surface de chaque « anneau », ce qui correspond à la surface couverte au sol par l'onde électromagnétique durant l'ouverture d'une porte temporelle (valeur constante).

2.2. Mise en pratique dans CALM

L'utilisation nécessite d'apporter quelques changements au code CALM. En effet, il faut enlever les termes simulant l'atténuation en distance du champ électromagnétique, ainsi que l'atténuation de l'antenne due à son gain. Le diagramme d'antenne est donc mis constant à 1, et les termes de distance sont supprimés. L'antenne étant considérée comme uniforme de facto, son gain est mis égal à 1.

Le but de la simulation n'étant plus alors d'obtenir une forme d'onde, mais un champ réfléchi sur chaque facette pour un champ incidence mis à 1, il nous faut être en mesure d'obtenir l'égalité voulue par (eq. 25). Ceci est obtenu en changeant le coefficient C dans le code initial, et en le remplaçant par l'expression suivante :

$$C_i = \sqrt{S_i 4\pi} \quad (\text{eq. 26})$$

Enfin, à l'étape où l'on transforme le champ électromagnétique en puissance par multiplication avec son conjugué, chaque valeur est divisée par $4\pi S$, S étant la surface au sol vue par le radar pour la porte temporelle considérée (voir Figure 55). Le coefficient de rétrodiffusion ainsi calculé est donc la moyenne des coefficients de rétrodiffusion pour chaque triangle élémentaire entrant dans la porte temporelle.

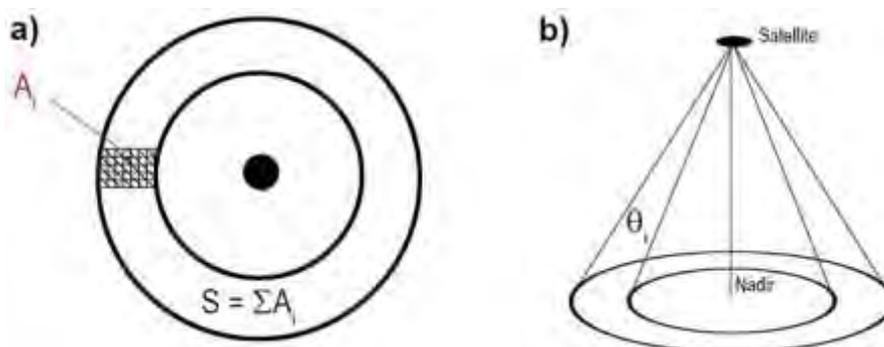


Figure 55 – Schémas explicatifs du procédé de validation théorique pour une porte temporelle ; a) Exemple vu de dessus de la surface au sol vue par une porte temporelle de la simulation radar, avec les triangles élémentaires (de surface A_i) et la surface totale observée S ; b) Vue du même exemple, avec l'indication de l'angle d'observation moyen pour la porte temporelle considérée.

Afin d'obtenir la variation du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence, le lien est fait entre l'angle d'incidence et la porte temporelle considérée.

Au final, pour une surface totalement plate, les valeurs de σ_0 doivent coïncider entre la loi de Kirchhoff théorique (prise comme référence) et ce qui est retrouvé par le simulateur après les modifications apportées, pour les mêmes paramètres (permittivité complexe du sol, rugosité, longueur de corrélation). Compte tenu de la discrétisation de la surface et de la moyenne d'angle de visée faite, le coefficient de rétrodiffusion estimé pour chaque porte peut ne pas exister, par absence de surface élémentaire considérée pour une porte temporelle.

En plus de la modification du coefficient C, il faut aussi modifier dans CALM la détermination finale du coefficient de rétrodiffusion pour chaque porte temporelle (i.e. un angle de visée).

Ceci se fait avec l'équation suivante, pour une surface S observée au sol pendant la durée d'une porte temporelle:

$$\sigma_{0i} = \frac{\sum |E_i|^2}{4\pi S} \quad (\text{eq. 27})$$

2.3. Validation

La validation a été faite pour une permittivité complexe égale à $\epsilon_r = 3 + j0,05$ (proche des valeurs en bande Ku et Ka pour un sol sec), une rugosité de $s=0,74$ cm, une longueur de corrélation de $l=1$ m, et pour cinq résolutions de surface différentes (à savoir 30 m, 50 m, 100 m, 200 m et 1000 m). Les résultats sont affichés Figure 56.

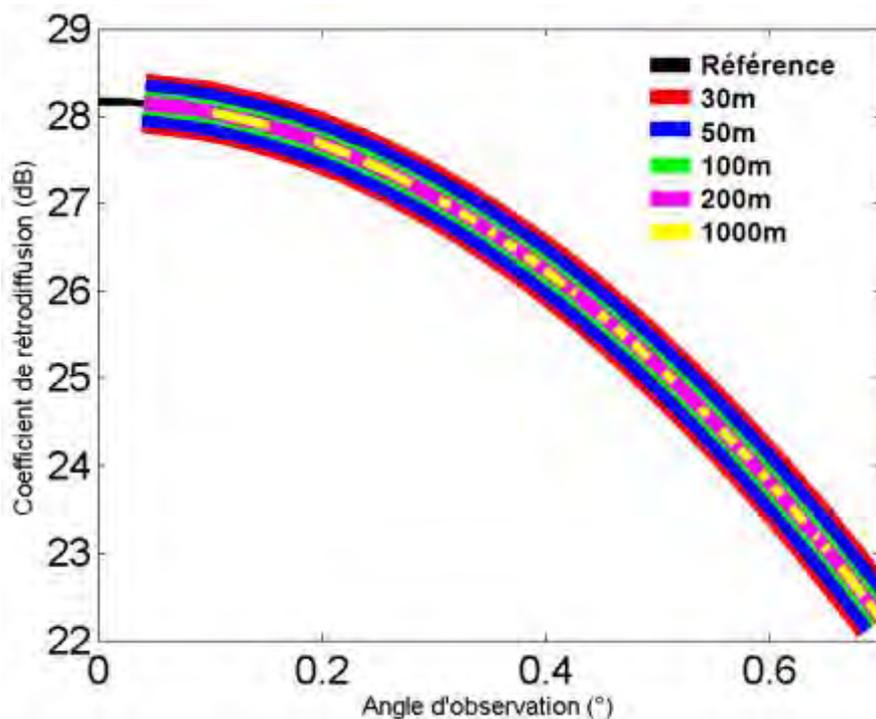


Figure 56 – Rétrodiffusion théorique et rétrodiffusion retrouvée par simulation, pour cinq résolutions différentes.

Nous voyons que quelle que soit la résolution de la surface choisie, la rétrodiffusion attendue converge vers la valeur théorique du modèle de Kirchhoff. Ceci signifie que l'on a une estimation satisfaisante de la rétrodiffusion radar sur l'ensemble de la surface modélisée en suivant les lois de l'optique géométrique.

3. Introduction de terrains réalistes à partir du Modèle Numérique de Terrain ASTER

Nous avons vu que le modèle théorique de CALM a été validé sur un site en particulier. Il est maintenant temps de tester son fonctionnement en comparant les formes d'onde obtenues avec CALM à partir de MNT choisis avec celles effectivement mesurées par le satellite. Il faut pour cela choisir des sites avec certaines spécificités, et comparer les résultats pour différents paramètres d'entrée, tels que la fréquence du système ou la présence d'eau dans la surface observée.

Le MNT GDEM version 2 dérivé des images ASTER (pour Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Tachikawa et al., 2011) a été retenu pour sa qualité (erreur d'élévation moyenne de 1m sur surfaces plates et ouvertes, et de 7,4 m en zones montagneuses, avec des déviations standard de 5,9 m et 12,7 m en moyenne respectivement), sa résolution (30m), sa couverture (99% de la surface continentale) et sa facilité d'accès. De plus, le MNT étant développé à partir d'images optiques, la zone d'étude considérée avec peu de végétation et de nuages durant une longue période de l'année est bien adaptée à l'utilisation de ce type de données. A titre de comparaison, les données en provenance de la NASA's Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) couvre 80% de la surface continentale avec une résolution globale de 90 m, allant jusqu'à 30 m sur le territoire des USA.

3.1. Description des données ASTER

ASTER est un capteur japonais qui est un des cinq instruments à bord du satellite Terra (voir Figure 57), lancé en orbite terrestre par la NASA en 1999. L'instrument collecte des données de surface depuis février 2000.

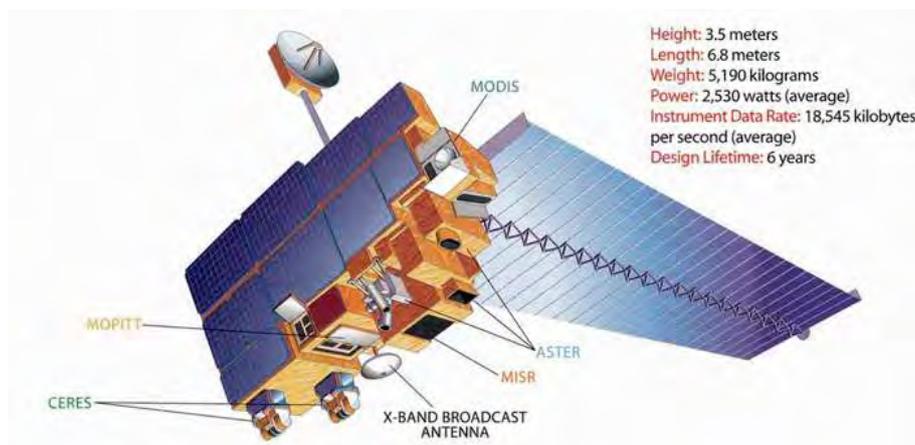


Figure 57- Représentation du satellite Terra et de ses cinq instruments.

ASTER permet d'obtenir des images haute résolution de la planète Terre dans 14 bandes différentes du spectre électromagnétique, allant du domaine visible à l'infrarouge thermique. La résolution de ces images varie entre 15 mètres et 90 mètres. Les données en provenance d'ASTER sont utilisées pour créer des cartes détaillées de la température de surface, de l'émissivité, de la réflectance, et en ce qui nous concerne des cartes d'élévation.

La première version des données ASTER GDEM, sortie en juin 2009, a été générée en utilisant des images stéréoscopiques collectées par l'instrument. La couverture globale s'étend entre les latitudes 83°S à 83°N, couvrant 99% de la surface continentale terrestre.

La version 2 (Tachikawa et al., 2011) ajoute 260 000 images stéréoscopiques à la version précédente, améliorant la couverture et réduisant l'occurrence d'artefacts. L'algorithme de production des données fournit une résolution spatiale améliorée, une précision aussi bien horizontale que verticale améliorée, et une détection et une couverture des surfaces en eau accrue. Le format de distribution reste le GeoTIFF, et la même grille d'échantillonnage est utilisée, avec un pas de 30m, et des cellules de 1°x1°. Les améliorations sont significatives, mais certains artefacts et autres anomalies persistent, et empêchent encore certaines applications. Les données sont fournies « en l'état », et ni la NASA ou le METI (Japan Space Systems, J-spacesystems) ne garantissent la validité des données. Les données ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model) sont disponibles gratuitement aux utilisateurs du monde entier, et téléchargeables sur internet, sur le Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC, <https://lpdaac.usgs.gov/>).

3.2. Préparation des données

Les données sont extraites en ligne via l'outil de la NASA. Il est toutefois nécessaire de retravailler légèrement ces données avant de les utiliser dans CALM, afin de prendre en compte les différentes tailles de tache de mesure au sol (voir Figure 58), d'améliorer le temps de calcul, et mieux prendre en compte les surfaces en eau.

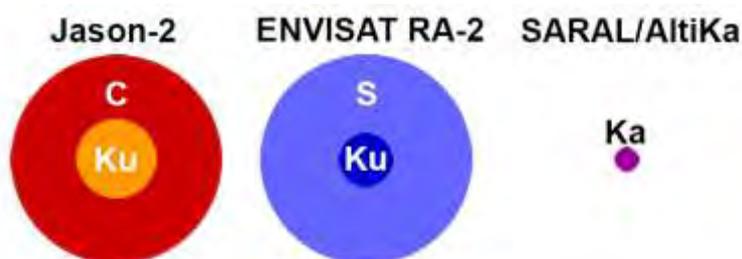


Figure 58 - Taille des taches de mesure au sol théoriques pour une surface totalement plane en fonction de la fréquence utilisée, pour les trois altimètres Jason-2, ENVISAT RA-2 et SARAL/AltiKa. Les dimensions sont proportionnées.

3.2.1. Dimensionnement du MNT

Le premier traitement à réaliser est de redimensionner la zone extraite en ligne (LP DAAC, voir section 3.1. de ce chapitre). En effet, l'extraction se fait en déterminant les valeurs minimales et maximales en latitude et longitude, avec une précision de $0,1^\circ$. En mettant des valeurs aussi précises que possibles autour d'un point de référence choisi le long d'une trace altimétrique réelle, on obtient une zone d'extraction plus grande que la zone utile de CALM. Afin de ne pas multiplier inutilement les calculs sur des surfaces élémentaires qui ne seront pas « vues » par la simulation, on rogne la surface extraite pour qu'elle englobe la tache de mesure virtuelle dans un carré (voir l'exemple pour une simulation de type ENVISAT en bande Ku, Figure 59). Ainsi, en prenant en compte la résolution de 30m inhérente aux données ASTER, nous prenons, pour une simulation de type ENVISAT en bande Ku, $N_x = N_y = 323$, ce qui implique un diamètre de 19 380 m, à comparer au diamètre d'environ 18 000 m pour la tache satellitaire réelle.

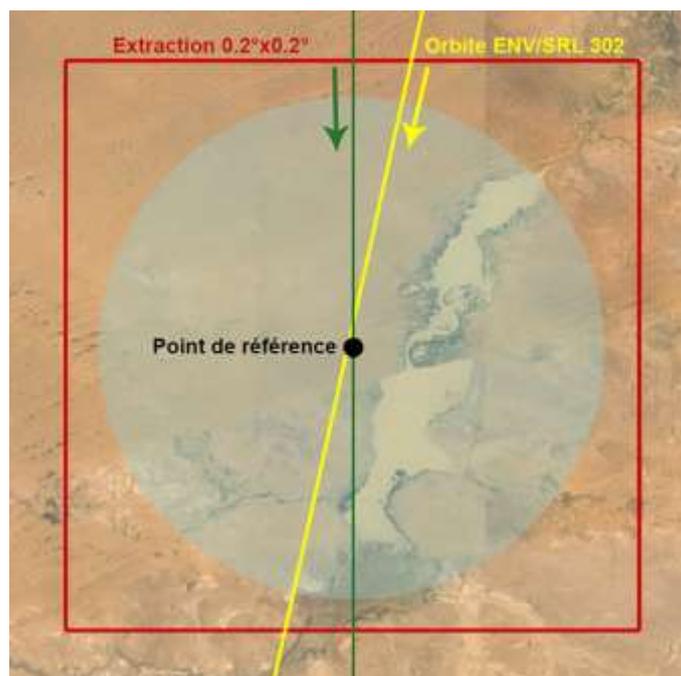


Figure 59 - Schéma de la zone d'extraction d'un MNT ASTER (ici la mare de Gossi au Mali). Sont indiquées la trace satellitaire réelle d'ENVISAT/SARAL n°302 (en jaune), l'orbite simulée (en vert), ainsi que le point de référence de la simulation. La zone circulaire ombragée autour du point de référence correspond à la tache au sol d'ENVISAT en bande Ku.

Sur l'exemple de la Figure 59, la zone retenue est la zone à l'intérieur de cadre rouge. Ceci, sur le MNT extrait en ligne, correspond à la zone à l'intérieur du cadre noir sur la Figure 60.

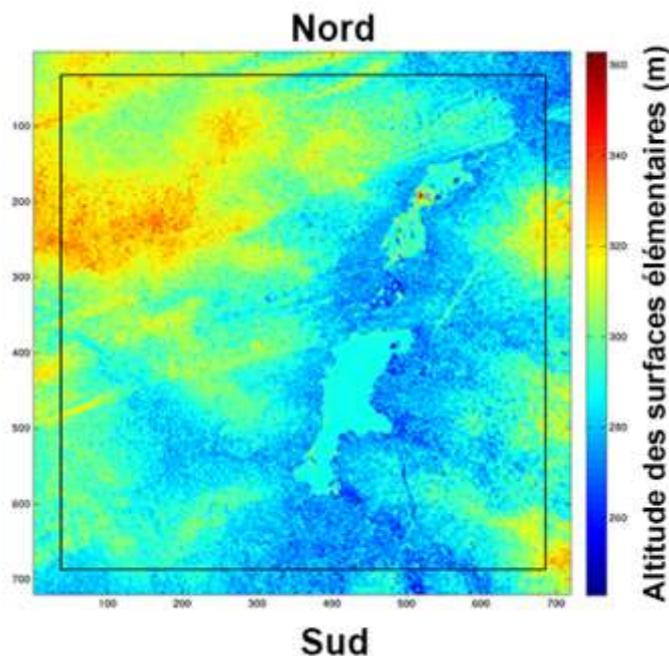


Figure 60 – MNT ASTER extrait en ligne pour une zone du Gourma (Mali) choisie. Le cadre noir représente la zone retenue pour la simulation CALM pour une configuration ENVISAT en bande Ku.

3.2.2. Détermination des zones en eau

Dans CALM, le sol par défaut est considéré comme une surface continentale sans eau (voir section 1.1.4.3 de ce chapitre). Il est donc nécessaire de représenter les surfaces en eau de la meilleure façon qui soit, c'est à dire aussi plates que possibles à l'échelle macroscopique, mais également avec les propriétés inhérentes à l'eau. En effet, les MNT présentent sur les surfaces en eau des irrégularités importantes. Sur la Figure 60, on peut par exemple observer que non seulement les deux mares semblent « survoler » les zones alentours (et donc avoir une altitude plus importante que les berges environnantes, ce qui est une aberration), mais aussi remarquer que sur ces mares apparaissent des pics qui n'ont pas lieu d'être.

Il est donc nécessaire de procéder à une étape importante, qui est la détection des zones en eau. Comme vu dans la section 1.1.4.2 de ce chapitre, à partir des coordonnées entrées dans le système pour au maximum de 3 ou 4 points définissant alors respectivement une zone triangulaire ou quadrangulaire, on peut déterminer ces zones, et leur attribuer une altitude plus réaliste du niveau d'eau. Sur l'exemple montré sur la Figure 61, le MNT ne montre pas a priori de surfaces apparentes en eau, alors qu'en réalité il y a au moins deux mares triangulaires. Les coordonnées de ces deux triangles sont implémentées dans CALM,

qui détermine ainsi deux surfaces en eau corrigées (Figure 61 b), et attribue aux surfaces en eau les propriétés idoines (Figure 61 c).

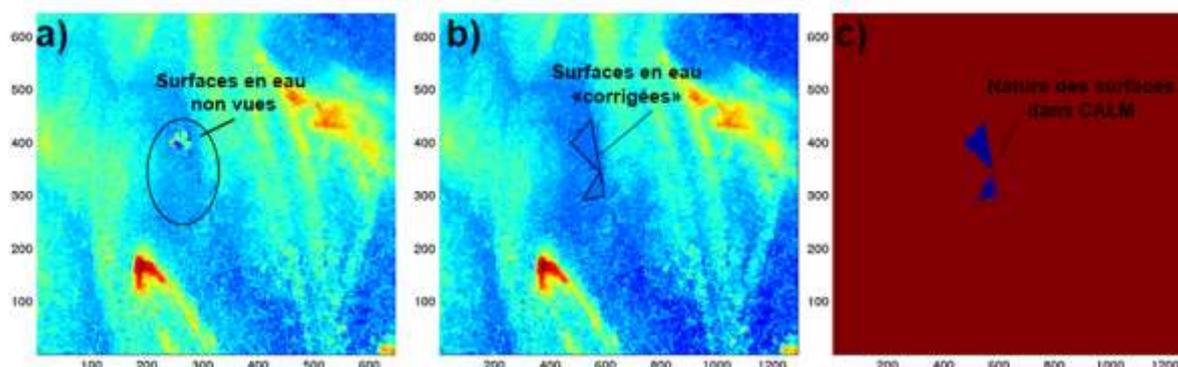


Figure 61 - Traitement d'un modèle numérique de terrain avec des surfaces en eau. a) Le MNT avec les surfaces en eau qui ne sont pas encore traitées. b) MNT avec les surfaces en eaux corrigées. c) Nature de la surface telle que vue dans CALM (en bleu l'eau, en rouge le sol).

Cette étape, manuelle pour le moment, permet ainsi de rendre compte des surfaces en eau au sein des surfaces modélisées, et ainsi d'avoir une rétrodiffusion appropriée sur ces zones.

3.2.3. Orientation des zones

Dans CALM, la trajectoire de l'orbite est considérée comme linéaire suivant l'axe Y du sol modélisé (voir Figure 45). Le MNT extrait étant par défaut orienté avec la face supérieure vers le nord, il est nécessaire de réaliser une rotation, de 90° horaire pour une orbite allant du sud au nord de la zone, ou de 90° dans le sens trigonométrique pour une orbite allant du nord au sud (se référer à la Figure 59, la ligne et la flèche verte représentant la trajectoire et le sens de déplacement du satellite simulés dans CALM).

Il est à noter que les orbites réelles ne sont pas exactement nord/sud, mais présentent un certain angle avec les méridiens. Pour être rigoureux, il faut tourner la surface observée de ce même angle pour se retrouver dans des conditions d'observation similaires. Toutefois, sur 100 mesures successives, le satellite ne se déplace pas de plus de 500 m par rapport à la surface de la Terre, pour une tache d'observation allant de 8 km à 80 km de diamètre (voir Figure 58) pour les satellites considérés. On peut donc considérer l'erreur sur la trajectoire comme étant minimale, surtout si on prend en compte la variation de la position du centre de la tache de mesure au sol d'un passage du satellite à l'autre.

3.3. Choix des sites d'étude

Afin de tester et de comparer les formes d'onde obtenues avec CALM par rapport à des formes d'onde réelles en provenance d'ENVISAT RA-2 et de SARAL-AliKa, il est nécessaire de choisir des sites d'étude adéquats. Ceux-ci seront les mêmes pour les deux satellites cités précédemment, étant donné qu'ils partagent les mêmes orbites, et donc les surfaces observées (mis à part la taille des taches de mesure au sol).

3.3.1. Critères de sélection

Afin de simuler au mieux le comportement du satellite, les surfaces doivent satisfaire à des critères bien précis, que nous avons fixés comme étant les suivants :

- Elles doivent être les plus plates possible par rapport à la tache de mesure, afin d'éviter des zones qui entraînent des pertes de retracking de l'altimètre (zones montagneuses)
- Les surfaces doivent être homogènes, c'est-à-dire ne présentant pas des propriétés trop différentes en termes d'occupation des sols. Par exemple, il faut éviter des zones de transition entre dunes sableuses et plateaux rocheux.
- Il est nécessaire d'éviter autant que possible les zones habitées, mais aussi les surfaces cultivées, pour limiter l'impact anthropique sur les zones observées et simulées, afin d'avoir des formes d'onde qui ne varieraient temporellement que via des facteurs environnementaux (changements de rugosité et d'humidité du sol, inondation, etc.)
- Les surfaces en eau doivent avoir des contours les mieux connus possibles, afin de faciliter leur introduction dans CALM, et donc être de taille suffisamment grande (au moins 1km de longueur dans les deux dimensions).

Bien évidemment, il est impossible de rencontrer des surfaces idéales, mais le meilleur compromis entre ces différents critères est ce qui est souhaitable.

3.3.2. Sites d'étude ENVISAT/SARAL

Les sites d'étude sont choisis pour correspondre à l'orbite suivie à la fois par ENVISAT RA-2, et actuellement par SARAL-AltiKa, ce qui permet de limiter le nombre de sites à choisir. Les orbites sont fournies par AVISO, et sont observées dans Google Earth, ce qui permet de superposer surface et orbites. Six sites de modélisation sont choisis dans la zone du Gourma au Mali (voir Chapitre II), qui répondent aux critères décrits précédemment pour la sélection des sites. Les sites sont choisis sur les trois traces 302, 373 et 846 (Figure 62).

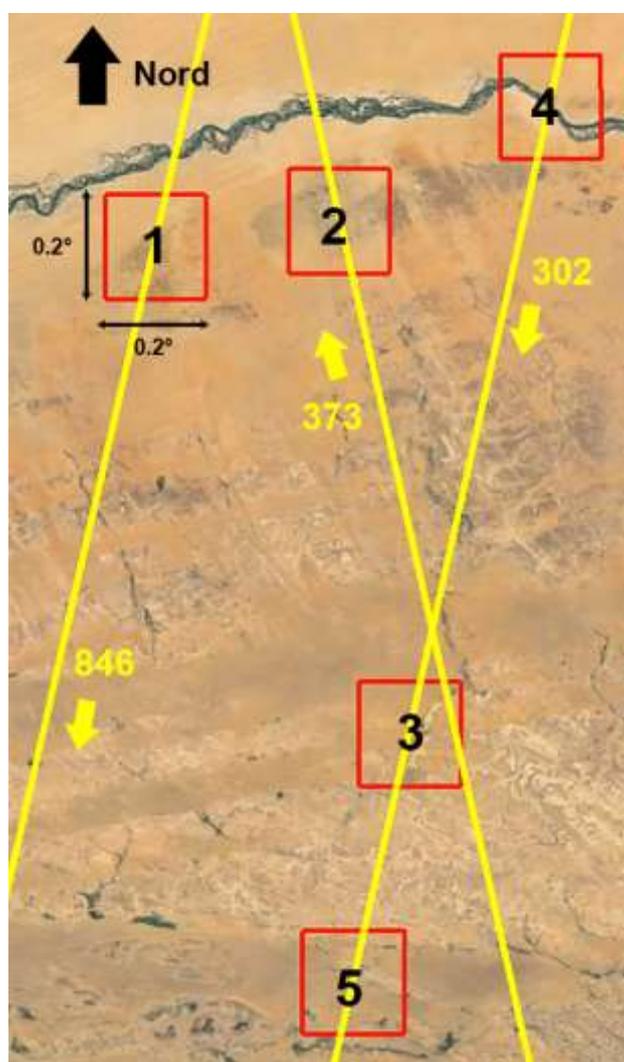


Figure 62 – Localisation des sites d'étude sur les traces 302, 373 et 846 de SARAL/ENVISAT sur la zone du Gourma au Mali. Sont indiqués les sens de déplacement du satellite sur orbite, les numéros des sites et les zones d'extraction de MNT correspondantes (source : Google Earth & CLS)

3.3.2.1. Présentation du site n°1

Le site n°1 est situé sur la trace 846 de SARAL/ENVISAT. Le satellite se déplace du nord vers le sud. Les coordonnées sont 16,75°N de latitude pour -1,842° de longitude, situant le site au nord d'un lieu appelé In Zaket. Le site est majoritairement sableux, présentant au nord-ouest des dunes, et sur toute la partie centrale des formations rocheuses. Le début d'une grosse dune est présent à l'est de la zone. Aucune surface en eau n'est présente.

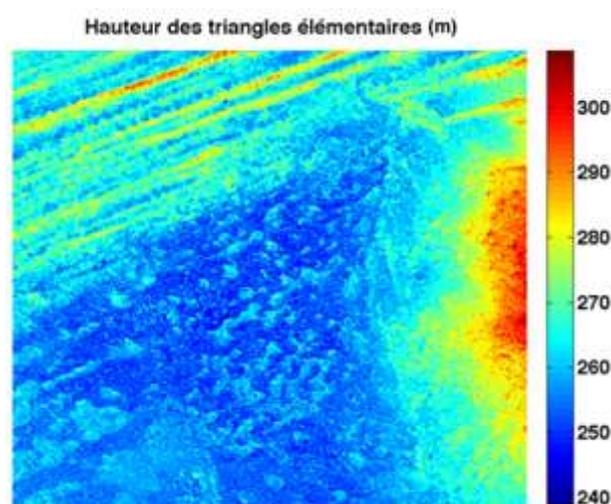


Figure 63 - Topographie du site d'étude n°1.

3.3.2.2. Présentation du site n°2

Le site n°2 est situé sur la trace 373 de SARAL/ENVISAT. Le satellite se déplace du sud vers le nord. Les coordonnées sont 16,80°N de latitude pour -1,478° de longitude. Le site est majoritairement sableux. Aucune surface en eau n'est présente.

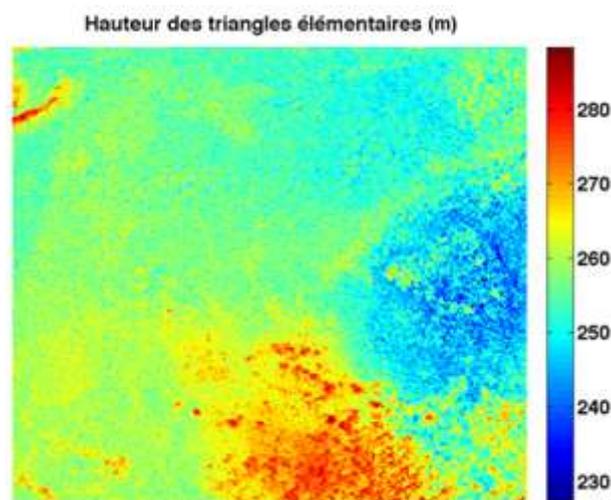


Figure 64 - Topographie du site d'étude n°2.

3.3.2.3. Présentation du site n°3

Le site n°3 est situé sur la trace 302 de SARAL/ENVISAT, et se situe aux alentours du village de Gossi. Le satellite se déplace du nord vers le sud. Les coordonnées sont 15,82°N de latitude pour -1,339° de longitude. Le site est majoritairement sableux, et possède un système de trois mares connectées et une zone d'inondation (voir Figure 65). La zone d'inondation se situe au sud du lac le plus au sud, où de nombreux arbres sont présents. Nous avons retravaillé le MNT pour simuler par des quadrilatères les trois mares du site d'étude, pour attribuer les valeurs de niveaux de 278 m, 277 m et 275 m en allant du nord au sud respectivement.

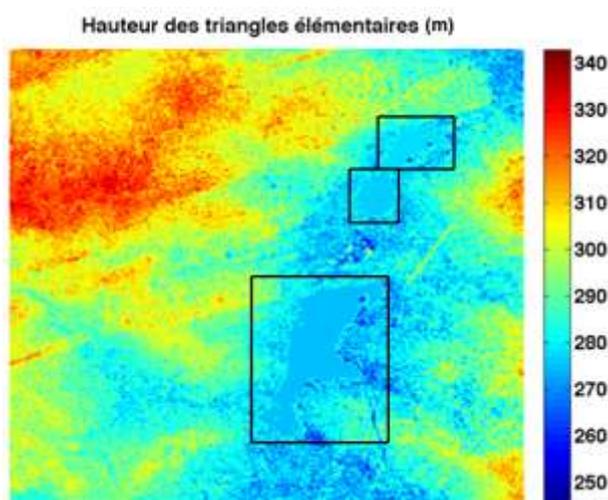


Figure 65 - Topographie du site d'étude n°3. Les trois lacs interconnectés sont entourés de cadres noirs.

3.3.2.4. Présentation du site n°4

Le site n°4 est situé sur la trace 302 de SARAL/ENVISAT. Le satellite se déplace du nord vers le sud. Les coordonnées sont 17,02°N de latitude pour -1,059° de longitude. Le site est composé d'un sol sableux, et est traversé par le fleuve Niger en partant du nord-ouest pour aller au sud-est de la zone d'extraction (voir Figure 66). Le lit moyen du fleuve est simulé par six quadrilatères contigus pour lesquels nous avons fixé le niveau d'eau à 245 m. Bien évidemment, en fonction de la période le niveau variera (que l'on soit en crue ou à l'étiage). Pour la simulation, on considère qu'on est en crue.

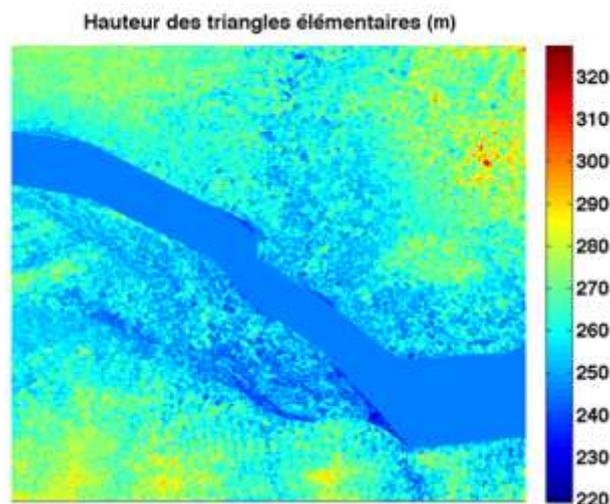


Figure 66 - Topographie du site d'étude n°4.

3.3.2.5. Présentation du site n°5

Le site n°5 est le site d'Agoufou (voir Chapitre II), situé sur la trace 302 de SARAL/ENVISAT. Le satellite se déplace du nord vers le sud. Les coordonnées sont 15,345°N de latitude pour -1,45° de longitude. Le site est majoritairement sableux, présentant des dunes bien marquées, et possède deux lacs de forme triangulaire (voir Figure 67). Ces deux lacs sont ainsi simulés par deux triangles d'eau, dont on a fixé les niveaux d'eau à 275 m. Un surplomb rocheux au nord-est de la zone d'extraction (concave rouge sur la Figure 67) implique d'ajouter un retard temporel sur la création des formes d'onde.

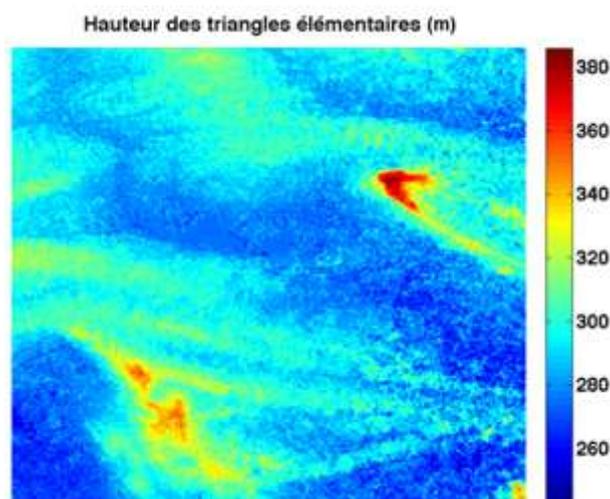


Figure 67 - Topographie du site d'étude n°5.

4. Comparaison des formes d'ondes simulées avec des formes d'onde réelles

Dans cette section, des formes d'onde simulées avec le programme CALM sont comparées avec des formes d'onde réelles en provenance des satellites altimétriques. Les comparaisons sont faites pour chacun des cinq sites présentés dans la section précédente, et en considérant deux altimètres : ENVISAT RA-2 (en bande Ku) et AltiKa (en bande Ka).

Après une rapide présentation des formes d'onde obtenues pour les deux satellites, nous considérerons les écarts aux points de référence des six sites d'étude de chaque forme d'onde mesurée. Après une rapide présentation des paramètres de calcul utilisés dans CALM, le gain systématique, déterminé empiriquement pour que les formes d'onde simulées avec CALM correspondent aux formes d'onde réelles, est présenté pour chaque site.

4.1. Présentations des formes d'onde utilisées

Les formes d'onde utilisées pour la comparaison nous ont été fournies par le CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère). Elles proviennent des fichiers SGDR (Sensor Geophysical Data Records) mis à disposition par les agences spatiales. Elles sont disponibles à haute résolution temporelle (données à 18Hz pour ENVISAT RA-2 et 40 Hz pour AltiKa). Les formes d'onde d'ENVISAT RA-2 en bande Ku sont fournies pour 128 portes, et les formes d'ondes d'AltiKa sur 116 portes. Deux exemples de formes d'onde sont présentés dans la Figure 68 pour les deux satellites altimétriques considérés.

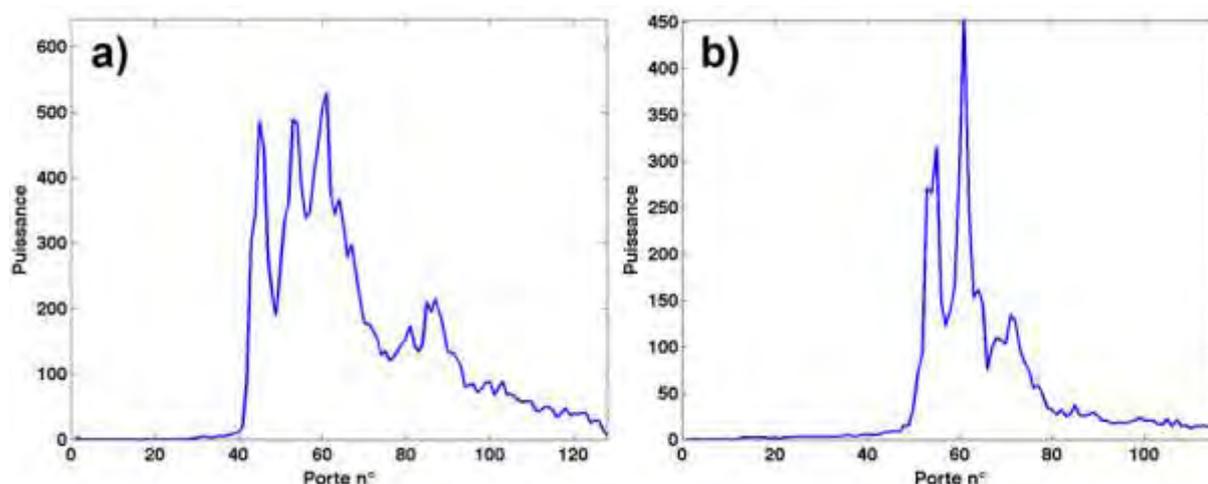


Figure 68 - Exemples de formes d'onde obtenues sur le site 1. a) Forme d'onde ENVISAT RA-2 en bande Ku; b) Forme d'onde d'AltiKa en bande Ka.

Les formes d'onde utilisées sont extraites en utilisant une sélection du point de mesure le plus proche de chaque point de référence pour chaque site d'étude (voir section

précédente). L'orbite variant légèrement au cours du temps, la position du centre de la tache de mesure n'est pas exactement la même d'un cycle altimétrique à l'autre. Sur la Figure 69 sont montrées ces positions pour les 18 premiers cycles d'AltiKa (points violets) et pour 11 cycles d'ENVISAT (points bleus), en plus de la trace altimétrique (en jaune) et du point de référence (en rouge).

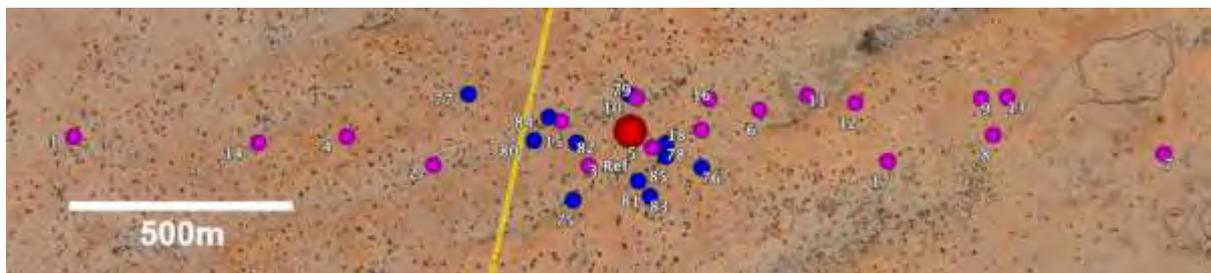


Figure 69 – Centre des points de mesure altimétrique pour le site 4. Le point rouge représente le point de référence. La ligne jaune représente l'orbite utilisée. Les points bleus représentent les points de mesure sélectionnés pour ENVISAT RA-2 entre les cycles 75 et 85. Les points violets représentent les points de mesure sélectionnés pour AltiKa pour les cycles 1 à 18.

Il apparaît que les points de mesure ENVISAT pour les onze cycles considérés sont proches du point de référence, n'étant jamais distants de plus de 500 m. Pour les mesures des dix-huit cycles d'AltiKa considérés, les positions sont beaucoup plus dispersées, les points de mesure étant répartis dans une zone de 2500 m autour du point de référence. Cet éparpillement est similaire pour les six sites d'étude, et introduit des variations dans les formes d'onde utilisées. Les variations sur les formes d'onde générées sont limitées pour ENVISAT, les zones observées restant très ressemblantes d'un cycle à l'autre. L'impact sera plus notable pour AltiKa, sachant qu'un écart de 2500 m implique un recouvrement partiel entre les deux taches de mesure au sol d'environ 60%.

Pour la suite de l'étude, nous considérerons les cycles 75 à 85 d'ENVISAT RA-2 (soit 11 cycles) couvrant l'année 2009, ainsi que les cycles 1 à 18 d'AltiKa (soit 18 cycles) de février 2013 à décembre 2014. Ceci nous permet d'avoir suffisamment d'échantillons différents de la même zone, couvrant toute la saison des pluies et donc des conditions de surface variées.

4.2. Paramètres de calcul dans CALM

Les formes d'onde étant extraites sur la région du Gourma au nord-Mali, elles sont majoritairement obtenues suite à la réflexion électromagnétique du radar altimétrique sur des sols à faible humidité (<2%). Pour la comparaison, une humidité volumique de 2% sera donc prise en entrée de la simulation.

Chapitre IV – Modélisation de la réponse radar altimétrique en bande Ku et Ka appliquée à des surfaces continentales à double échelle : le programme CALM

Tableau 10 – Paramètres de calcul utilisés dans CALM

Variable	ENVISAT RA-2 (Ku)	AltiKa
Paramètres radar		
Fréquence f	13,575 GHz ($\lambda=2,21\text{cm}$)	35.75 GHz ($\lambda=0,84\text{cm}$)
Nombre d'onde k	284	749
Diamètre de l'antenne	1,2 m	1 m
Angle d'ouverture	1,29°	0,59°
Diamètre de la tache au sol	~ 18 km	~ 8 km
Gain de l'antenne	37 dB	44 dB
Puissance émise	161 W	< 100 W
Fréquence de répétition	1795 Hz	4 kHz
Largeur de bande	320 MHz	500 MHz
Paramètres orbitaux		
Nombre de positions en orbite	100	
Nombre de portes radar	128	
Rayon d'observation	9500m	4500m
Vitesse du satellite en orbite	7,45 km/s	7,47 km/s
Rayon de la Terre	6370 km	
Altitude du satellite (/sol)	800 km	
Altitude de l'orbite (par rapport au centre de la Terre)	7170 km	
Vitesse du satellite au sol	6,62 km/s	6,64 km/s
Distance entre deux mesures	3,69 m	1,66 m
Paramètres de surface		
Nombre d'échantillons N_x	323	
Nombre d'échantillons N_y	323	
Résolution du maillage	30 m	
Hauteur hrms	1,5 cm	
Longueur de corrélation	8,43 cm	
Fraction de vide (Na)	0,36	
Composante du sol en Sable S	60	
Composante du sol en Argile C	20	
Densité du sol (Rhob)	1,69	
alpha	0,65	
Température	30	

Pour ce qui relève des données de rugosité de surface, très peu de données de terrain sont disponibles. Des relevés de rugosité ont toutefois été faits par Pierre-Louis Frison en février 2006 sur la zone du Gourma. Ces données ont été produites à partir d'un rugosimètre à aiguilles de 2 m de long, dont les aiguilles sont séparées les unes des autres de 1 cm. La

moyenne des valeurs mesurées sur le Gourma donne une hauteur h_{rms} 0,75 cm, pour une longueur de corrélation l moyenne de 12,6 cm. Compte tenu de la résolution spatiale du rugosimètre à aiguille (1 cm), ces estimations conviennent à peine à une utilisation en bande Ku (longueur d'onde de 2,3 cm), et sont insuffisantes pour la bande Ka (longueur d'onde 0,8cm). Toutefois, en absence de tout autre type de données de rugosité de surface disponibles sur la zone, ces paramètres seront laissés identiques. Ceci introduit un biais, notamment pour la rétrodiffusion en bande Ka. Enfin, la surface sera supposée gaussienne.

L'ensemble des paramètres d'entrée utilisés dans CALM est listé pour les simulations d'ENVISAT RA-2 et d'AltiKa dans le Tableau 10.

4.3. Détermination du gain empirique

Le système électronique à bord du satellite possède des amplificateurs permettant d'amplifier le signal électromagnétique reçu, fortement atténué après plus de 1600km de trajet aller-retour. Toutefois, nous n'avons pas à notre disposition d'information sur le gain des amplificateurs en orbite. Afin de prendre en compte les gains des amplificateurs, de l'AGC (Automatic Gain Control) et de la calibration du système sur les formes d'onde modélisées par CALM par rapport aux formes d'onde réelles en provenance des satellites, un facteur de gain est appliqué. Ce facteur est déterminé empiriquement, pour faire en sorte que la forme d'onde modélisée corresponde à la forme d'onde moyenne sur les durées d'observations choisies (11 cycles pour ENVISAT, 18 pour AltiKa). En accord avec un facteur de retard (lag) adéquat, ceci permet de modéliser au mieux les formes d'onde et leur emplacement temporel.

Tableau 11 – Gains empiriques et retards temporels appliqués à chaque site d'étude pour les deux configurations ENVISAT RA-2 et AltiKa.

Sites de simulation	ENVISAT RA-2		AltiKa	
	Gain empirique (dB)	Lag retracker (ns)	Gain empirique (dB)	Lag retracker (ns)
Site 1	339,5	10	339	30
Site 2	342	-30	336,5	25
Site 3	341,8	50	336	150
Site 4	339	100	329	165
Site 5	335,4	420	329,5	470
Moyenne	340,1	---	335,6	---
Écart-type	1,8	---	2,6	---

Dans le Tableau 11, nous pouvons voir que le gain à appliquer est important. Il demeure toutefois relativement constant pour chaque satellite (maximum 8 dB d'écart). Bien évidemment cette détermination empirique est insuffisante pour réaliser une modélisation précise, la solution empirique est celle qui s'est imposée pour obtenir des résultats satisfaisants. Le retard temporel à appliquer est inhérent à la surface observée, et varie donc fortement d'un site à l'autre.

4.4. Formes d'onde simulées

Dans cette section, nous présentons consécutivement trois figures pour chaque site et chaque satellite simulé : la portion de sol observé pour chaque porte radar simulée dans CALM (i.e. pour chaque anneau d'observation), les formes d'ondes obtenues à partir des satellites utilisés ainsi que leur moyenne, et enfin la superposition de la forme d'onde moyenne et la forme d'onde modélisée avec CALM. Ceci est fait pour les deux satellites ENVISAT et AltiKa, pour les bandes Ku et Ka respectivement.

4.4.1. Site 1

Le site 1 présente un paysage aride sans eau, mais avec trois structures différentes au sol : dunes, formations circulaires (résultantes de plaines d'inondation dans le passé) et plaine sableuse (voir section 4.3). La colline (en haut des Figure 70a et Figure 71a) fait que le radar simulé voit légèrement en dehors de la zone d'extraction nominale pour les deux satellites. Une extraction plus large a été réalisée afin de simuler le comportement radar sur l'ensemble de la zone d'observation, mais n'apporte que peu de changements à la forme d'onde simulée, notamment en raison du gain d'antenne en dehors de l'angle d'observation qui diminue très fortement. Ceci est dû au fait que le gain de l'antenne hors de l'angle d'ouverture du radar atténue fortement les signaux en provenance de cette zone légèrement excentrée.

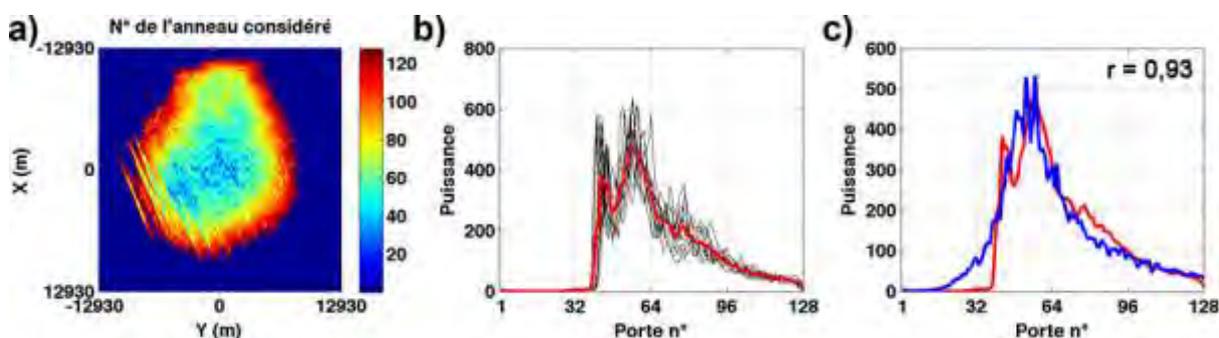


Figure 70 – Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 1 en bande Ku; a) Surface observée par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).

Les formes d'onde satellitaires en provenance d'ENVISAT RA-2 en bande Ku (Figure 70b) sont homogènes, ce qui fait que la forme d'onde moyenne est représentative de la rétrodiffusion moyenne sur le site 1. La forme d'onde simulée avec CALM est visuellement en assez bon accord avec la forme d'onde moyenne, les deux formes d'onde présentant une corrélation linéaire de 0.93.

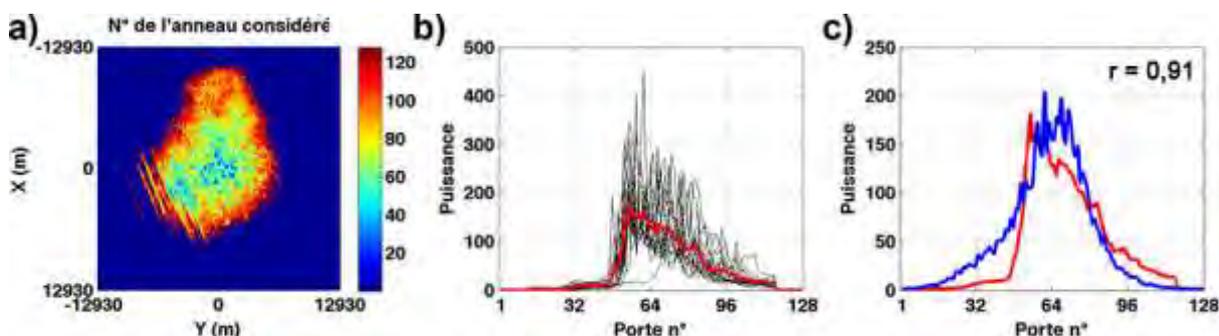


Figure 71 - Simulations AltiKa sur le site 1 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).

Les formes d'onde satellitaires en provenance d'AltiKa en bande Ka (Figure 71b) montrent un comportement plus erratique. Les pics de rétrodiffusion sont plus largement répartis, témoignant d'une sensibilité accrue d'AltiKa aux surfaces observées, et d'un possible comportement cohérent de la rétrodiffusion en bande Ka. La forme d'onde moyenne demeure toutefois représentative de la rétrodiffusion attendue si on enlève les pics de rétrodiffusion. La forme d'onde simulée avec CALM présente une forme pyramidale, qui ressemble à la forme d'onde moyenne à ceci près que le front de montée est bien moins abrupt. Le coefficient de corrélation entre les deux formes d'onde est de 0.91.

4.4.2. Site 2

Le site 2 est le plus homogène de tous. Il est en effet relativement plat au nadir, et présente une légère colline et un léger renforcement respectivement au sud et à l'est de la zone d'extraction.

Le sol quasi plat au nadir offre une réflexion quasi-spéculaire en bande Ku (Figure 72b). Ceci fait que les onze formes d'onde ENVISAT sont homogènes d'un cycle à l'autre (excepté pour une), et que leur forme d'onde moyenne est représentative de la rétrodiffusion attendue sur la zone. La forme d'onde simulée présente ici aussi un comportement similaire à la forme d'onde moyenne satellitaire. La queue de la forme d'onde simulée présente une

rétrodiffusion légèrement plus importante que la forme d'onde moyenne (Figure 72c), mais le comportement global est similaire, comme en témoigne le fort coefficient de corrélation de 0.91

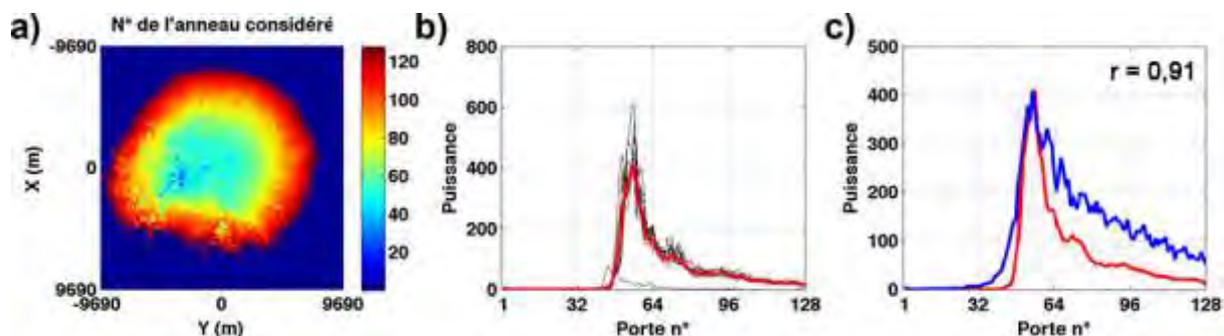


Figure 72 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 2 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).

La situation est différente pour la simulation AltiKa (Figure 73). Les formes d'onde présentent ici aussi un comportement similaire, mais beaucoup plus bruité. Des pics de rétrodiffusion s'ajoutent à la forme d'onde moyenne d'un cycle à l'autre, témoignant possiblement d'une rétrodiffusion cohérente en bande Ka. La forme d'onde moyenne demeure toutefois représentative de la rétrodiffusion attendue si on enlève les pics de rétrodiffusion. La forme d'onde simulée avec CALM est de type spéculaire élargie ; elle ressemble à la forme d'onde moyenne, à ceci près que le front de montée est une fois encore moins abrupt. Le coefficient de corrélation entre les deux formes d'onde est de 0.91.

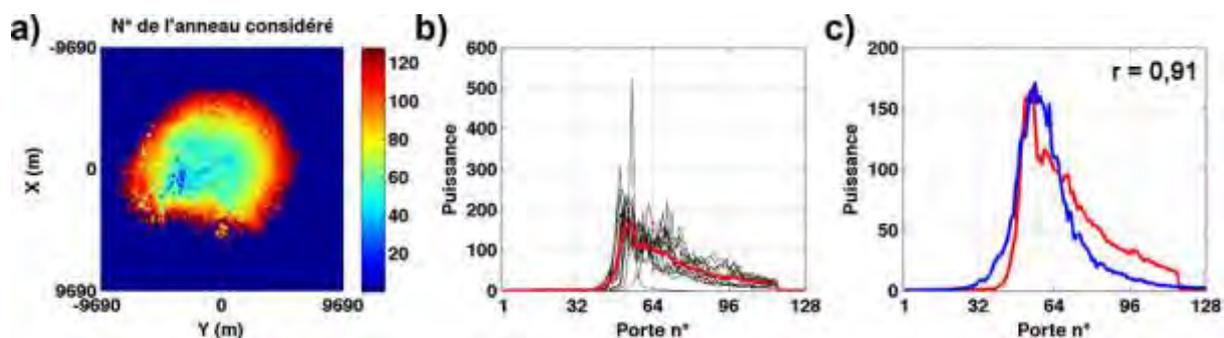


Figure 73 - Simulations AltiKa sur le site 2 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).

4.4.3. Site 3

Le site 3 est un site complexe, sableux, et comportant trois lacs interconnectés légèrement à l'est du nadir de la trace altimétrique. Ceci implique donc que la simulation radar sera composite (sable + lacs), et donc qu'elle dépendra de la position du satellite simulée et fortement de la proportion des surfaces en eau.

Les formes d'onde sont complexes et varient d'un cycle à l'autre (voir Figure 74b). Ceci est très certainement dû à la détection des surfaces en eau en fonction des portes radar à bord du satellite. La forme d'onde moyenne permet toutefois d'avoir une bonne estimation de la rétrodiffusion moyenne attendue sur le site, les pics de rétrodiffusion en moins.

La simulation ENVISAT intègre majoritairement la zone sableuse à l'ouest de la trace, et « voit » par la suite les lacs (voir Figure 74c). La forme d'onde simulée ressemble fortement à la forme d'onde moyenne observée jusqu'à la porte n°80. La divergence entre les deux formes d'onde se fait au moment du suivi de la surface en eau par la simulation radar, à partir de la porte n°80 environ. Cette divergence induit un coefficient de corrélation de 0.73, plus faible que pour les autres sites. Malgré tout, le large pic correspondant aux lacs existe sous des formes atténuées dans les observations radar. Ceci veut dire que la forme d'onde simulée correspond mieux (coefficient de corrélation de 0.78 pour le cycle 78) ou moins bien (corrélation de 0.03 pour le cycle 76) à la forme d'onde observée en fonction des cycles considérés.

La différence est ainsi probablement due à l'aspect imprécis de la modélisation de la réponse de l'eau combinée à une détection difficile des surfaces en eau à partir du MNT, sans parler de la variation du niveau d'eau selon la saison (sèche ou humide) et de la surface non réellement plane de l'eau en réalité.

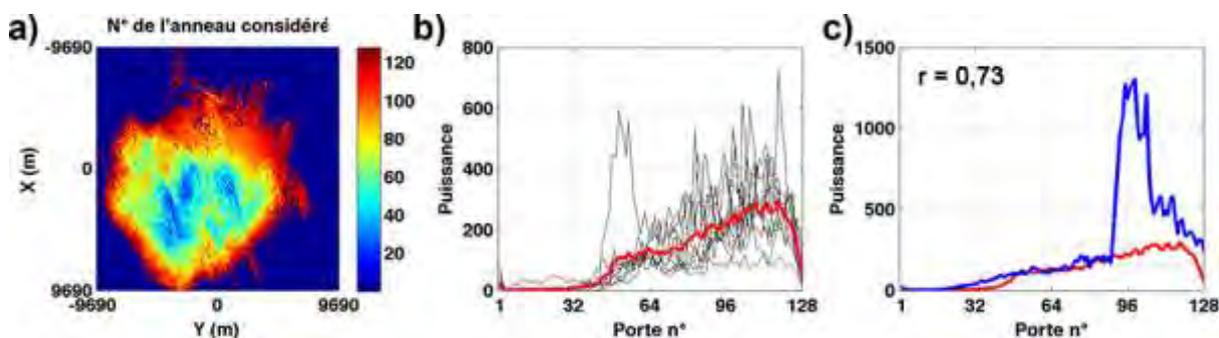


Figure 74 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 3 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).

La situation est encore plus compliquée pour la simulation AltiKa exposée sur la Figure 75. La rétrodiffusion moyenne ressemble quasiment pour tous les cycles à une rétrodiffusion sur zone sableuse (du même type que celles observées pour le site 1), à l'exception du cycle 6 qui contient la réponse en eau qu'on pouvait espérer obtenir. Le coefficient de corrélation entre la forme d'onde simulée et la forme d'onde moyenne est de 0.52, ce qui est faible mais explicable compte tenu de la forte dispersion des mesures AltiKa pour les 18 premiers cycles. Ce coefficient remonte à 0.78 pour le cycle 6.

La forte dispersion des mesures, et donc de la détection des surfaces en eau, implique donc ces pics de rétrodiffusion épars. Le fait que le cycle 6 présente une réponse des surfaces en eau importante pourrait être expliqué par le fait que cette mesure est réalisée en fin de saison des pluies, lorsque le niveau des lacs est maximal. Nous pouvons également constater que certaines formes d'onde portent en elles la signature de lacs, comme celle présentant un pic porte 50.

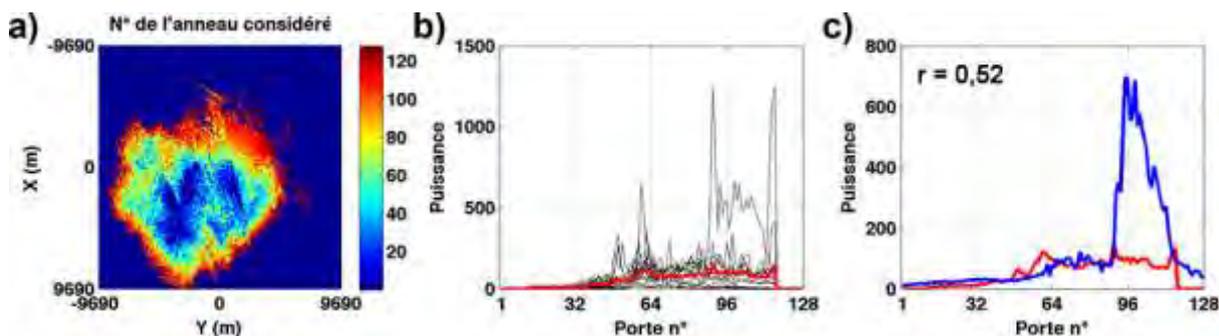


Figure 75 - Simulations AltiKa sur le site 3 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).

La conclusion principale que l'on peut faire pour ce site est que CALM ne permet pas de réaliser de simulation adéquate pour ce site.

4.4.4. Site 4

Le site 4 est une vallée sableuse traversée par le fleuve Niger. Ceci induit pour les deux simulations en bandes Ku et Ka des rétrodiffusions de type spéculaire et une plus forte puissance renvoyée au capteur, marque d'une présence importante d'eau au nadir du satellite. Le niveau du fleuve Niger varie en fonction de la saison, avec un niveau d'eau faible en fin de saison sèche (mai-juin), et important à la fin de la saison des pluies en octobre-novembre. Ceci implique un positionnement temporel variable du pic de rétrodiffusion du

fleuve Niger pour les deux simulations. Le niveau du fleuve étant plus faible que les rives environnantes, le sol est vu en premier pour les deux simulations (voir Figure 76a et Figure 77a). La différence de niveau d'eau implique plusieurs pics lorsque l'on moyenne les formes d'onde altimétriques pour les deux missions. On voit ainsi trois pics sur la forme d'onde moyennée d'ENVISAT (Figure 76b), correspondant respectivement aux niveaux d'eau hauts, moyens et à l'étiage. Pour AltiKa (Figure 77b), la meilleure résolution en distance fait que l'on a un chevauchement des divers pics menant à un étalement du 1^{er} pic temporel, correspondant aux hauts niveaux d'eau. Logiquement, pour les deux simulations, les formes d'onde moyennées présentent de faibles niveaux de rétrodiffusion.

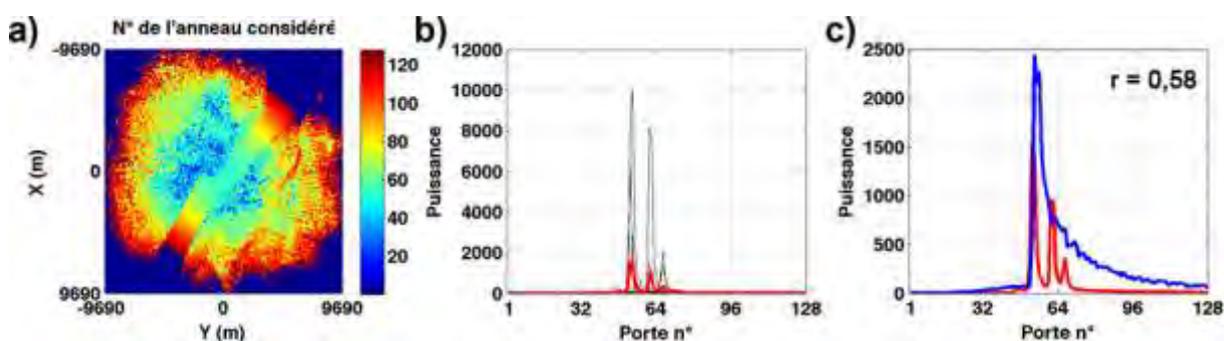


Figure 76 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 4 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).

Compte tenu de la présence de trois pics dans la forme d'onde moyenne, le coefficient de corrélation est faible pour la simulation de type ENVISAT, à 0.58. Le front de montée est pourtant bien simulé, et la décroissance suivante, bien qu'un peu lente, est correctement simulée.

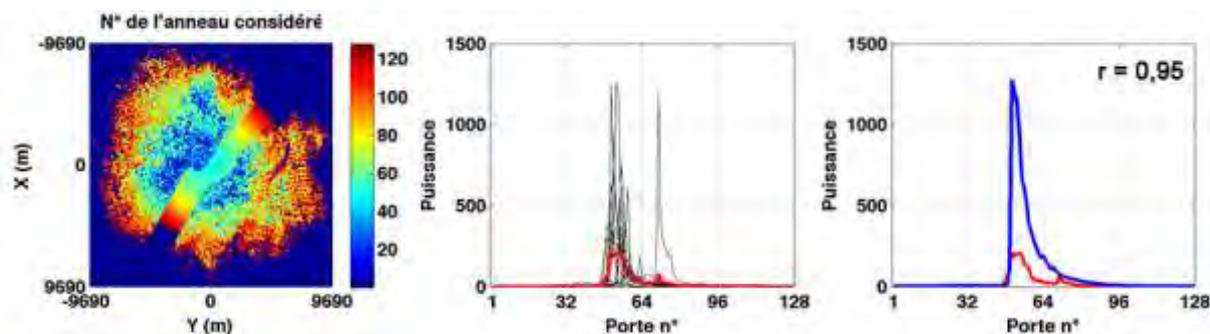


Figure 77 - Simulations AltiKa sur le site 4 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).

Le coefficient de corrélation pour la simulation de type AltiKa est de 0.95, ce qui peut s'expliquer par la présence de deux pics au lieu de trois (l'un prédominant et large par

rapport à l'autre) dans la forme d'onde moyennée. C'est pour cela que la corrélation est bonne.

Compte tenu de la dispersion des pics inhérents aux variations de niveau d'eau, un autre traitement des formes d'onde est effectué afin de pouvoir les comparer au mieux. En calculant l'intercorrélation entre les formes d'onde mesurées et en les « recalant » selon les maxima, les pics correspondant au fleuve se superposent. Ceci permet, pour la forme d'onde moyennée ainsi, de ne présenter plus qu'un seul pic, et non plus trois pour ENVISAT ou deux pour SARAL/AltiKa. En appliquant cette méthode, on obtient pour la simulation type ENVISAT la Figure 78. Le coefficient de corrélation est meilleur ainsi, à 0.70.

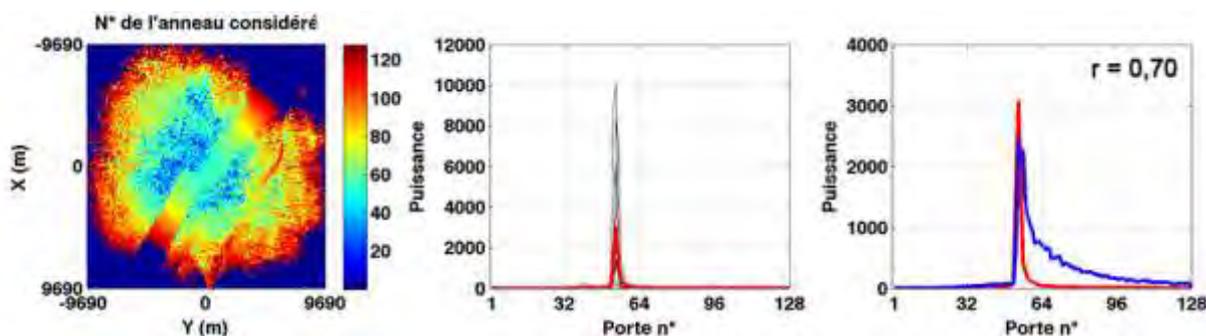


Figure 78 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 4 en bande Ku après recalage des formes d'onde; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues et recalées (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyennerecalée ENVISAT RA-2 (en rouge).

Cette même méthode appliquée à simulation AltiKa (voir Figure 79) fait, quant à elle, diminuer la corrélation de 0.95 à 0.82. Ceci peut être expliqué par le fait que la rétrodiffusion sur l'eau n'est pas parfaitement maîtrisée dans CALM.

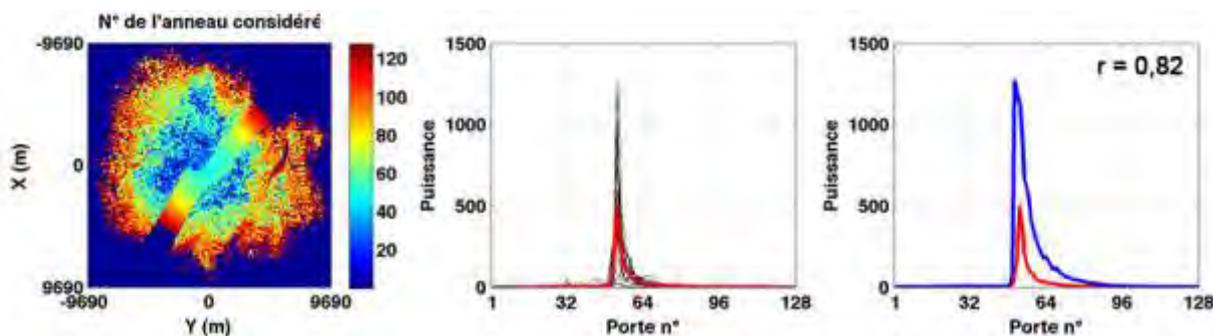


Figure 79 - Simulations AltiKa sur le site 4 en bande Ka après recalage des formes d'onde; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues et recalées (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa recalée (en rouge).

4.4.5. Site 5

Le site 5, correspondant au site d'Agoufou (voir Chapitre II), est la zone la plus complexe étudiée. Il présente un piton rocheux au nord-est (qui implique d'introduire un retard temporel important dans la simulation), des dunes sableuses, et deux mares triangulaires interconnectées quasiment au nadir. Le retard temporel introduit dans les deux simulations fait que le piton rocheux, qui occupe une faible superficie à l'échelle du site, n'est pas « vu » par la simulation radar (Figure 80a et Figure 81a), et que la réponse radar se focalise sur la zone au nadir.

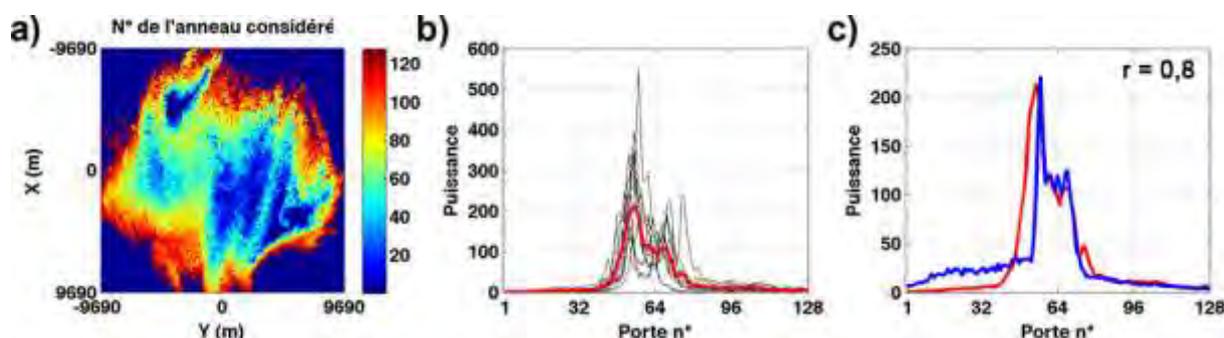


Figure 80 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 5 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).

Les formes d'onde observées par ENVISAT (Figure 80b) sont relativement homogènes entre elles, et présentent presque toutes une forme à deux pics, correspondant aux rétrodiffusions des deux mares. Le premier pic est plus important que le deuxième, étant donné que la plus petite des deux mares se situe exactement au nadir du satellite, et l'autre très légèrement en décalage. La forme d'onde moyenne rend compte de ces deux pics et de leurs intensités. Il en résulte une forme d'onde simulée avec CALM relativement fidèle à la forme d'onde moyennée, avec un coefficient de corrélation de 0.8.

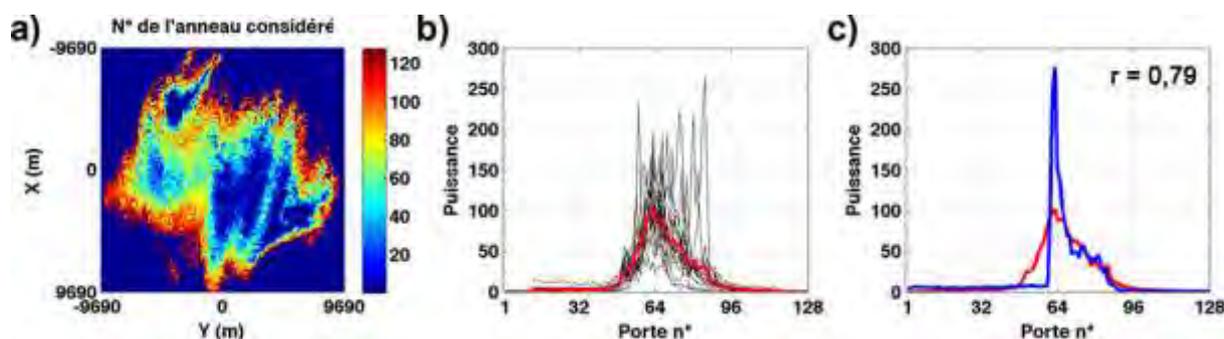


Figure 81 - Simulations AltiKa sur le site 5 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ;

c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).

Les formes d'onde observées par AltiKa sont une fois de plus erratiques les unes par rapports aux autres, mais présentent tout de même une forme relativement commune, similaire à celle observée avec ENVISAT. On voit ainsi le premier pic dominer fortement le deuxième, ce qui produit un effet d'étalement des mesures observées (Figure 81b). Nous supposons que le déplacement des pics de rétrodiffusion est dû à l'éparpillement des mesures satellitaire autour de la position de référence. Il en résulte que la forme d'onde simulée avec CALM est visuellement proche de la forme d'onde moyennée, excepté pour le front de montée abrupt simulé, encore une fois à cause de la rétrodiffusion sur l'eau qui n'est pas encore optimale dans CALM. Cette ressemblance est confirmée par le coefficient de corrélation de 0.79.

4.5. Bilan de la comparaison des formes d'ondes

La comparaison faite pour les cinq sites d'étude entre les formes d'onde réelles et les formes d'onde simulées pour ENVISAT RA-2 et AltiKa montre que la modélisation CALM se révèle globalement fiable. Les valeurs du coefficient de corrélation entre forme d'onde observées et simulées sont à prendre avec précaution, sachant que la précision de la mesure altimétrique varie d'un cycle à l'autre. Globalement, nous obtenons tout de même des coefficients de corrélation moyens autour de 0.8, avec pour les sites uniquement sableux (i.e sans surfaces en eau) de fortes corrélations dépassant 0.9 pour les deux satellites (voir Tableau 12). Ceci permet de dire que la méthode de simulation CALM se révèle satisfaisante pour simuler la rétrodiffusion moyenne d'une surface continentale.

Tableau 12 – Coefficient de corrélation ® entre la forme d'onde moyenne en provenance des satellites altimétriques et la forme d'onde simulée par CALM pour les cinq sites d'études, et pour les deux configurations ENVISAT et AltiKa.

Site	1	2	3	4 (avant/après recalage)	5	Moyenne
ENVISAT	0.93	0.91	0.73	0.58 / 0.70	0.8	0.79
AltiKa	0.91	0.91	0.52	0.95 / 0.82	0.79	0.82

Il réside toutefois de nombreux points d'améliorations possibles. Ceux-ci se divisent en deux catégories : la précision sur les variables d'entrées, et l'amélioration du programme CALM lui-même.

Au sujet des variables d'entrée, trois axes peuvent être améliorés, à savoir la résolution spatiale, la rugosité et la permittivité diélectrique du sol.

- La résolution spatiale pourrait être améliorée en utilisant des MNTs plus. Ceci permettrait de mieux rendre compte des irrégularités de la surface en deçà d'une résolution de 30m comme celle fournie par les MNTs ASTER. Le principal inconvénient d'une meilleure résolution spatiale serait une augmentation conséquente du temps de calcul. De plus, aucun MNT « civil » plus précis n'est disponible à l'échelle globale.
- Les données de rugosité (i.e hauteur hrms de la surface et longueur de corrélation) sont un point particulièrement sensible de la simulation de la rétrodiffusion radar (voir Chapitre III). En effet, non seulement la détermination de ces paramètres est délicate, mais en plus elle ne peut être faite de manière fiable qu'à petite échelle à l'heure actuelle. Il semble illusoire de pouvoir avoir ces données pour une surface de près de 400km² de manière précise, correspondant à une tache de mesure altimétrique au sol.
- La permittivité diélectrique est calculée pour l'ensemble des zones simulées pour une humidité constante. Ceci implique qu'elle soit la même pour une tache de mesure au sol de près de 400 km². Non seulement cette approximation est forte, mais en plus la modélisation de la permittivité diélectrique n'est pas parfaite et repose sur un modèle semi-empirique (se référer au Chapitre III), ce qui induit forcément un écart à la réalité. Encore une fois, rendre compte des différents types de terrains, de leurs compositions, et de leurs propriétés sur une zone aussi grande est une tâche particulièrement complexe.

Concernant la modélisation CALM elle-même, quatre points principaux mériteraient d'être améliorés pour une meilleure simulation de la rétrodiffusion altimétrique.

- Le premier point concerne la détermination du gain à appliquer à la forme d'onde simulée (gain empirique de la section 4.3). La méthode empirique utilisée s'est révélée suffisante pour l'utilisation que nous voulons en faire, mais la connaissance du gain est essentielle pour les simulations futures.

- La prise en compte des surfaces en eau n'est pas satisfaisante, même si elle fournit des comportements attendus. En effet, le calcul de la rétrodiffusion de l'eau est une étape délicate en absence de données de rugosité de surface, et fait l'objet de plusieurs études actuellement en bande Ka pour des angles proches nadir (thèse d'Olivier Boisot par exemple). Le fait d'appliquer le même coefficient de rétrodiffusion (différent pour les bandes Ku et Ka) à toutes les surfaces en eau sachant que nous sommes sur des incidences quasi-normales n'introduit pas un gros biais en soi, et permet d'obtenir à l'heure actuelle une simulation satisfaisante. Par contre, le fait de ne pas prendre en compte la déclivité des surfaces en eau et les variations de rugosité de la surface provoquées par le courant, ainsi que les vaguelettes liées au vent, introduit un biais dans la simulation de la forme d'onde.
- La rétrodiffusion volumique du sol n'est pas prise en compte dans CALM. Elle est conséquente pour les couverts neigeux, mais n'est pas bien connue pour les sols sableux, majoritaires sur la zone semi-aride du Gourma. Il reste toutefois difficile de savoir quelle est la proportion de rétrodiffusion volumique en bandes Ku et Ka, et d'estimer l'impact de sa non prise en compte. Pour les sols sableux, notamment en bande Ka, il semblerait toutefois que ce soit la rétrodiffusion surfacique qui prévale sur la rétrodiffusion volumique quand le sol est humide (Nashashibi et al., 1996 ; 2012). Quand le sol est sec, la proportion entre rétrodiffusion surfacique et volumique dépend de la fraction d'air dans le sol.
- Enfin, le champ cohérent n'est pas simulé. En effet, le champ électromagnétique a deux composantes que sont les champs cohérents et incohérents. Jusque-là, seul le champ incohérent a été modélisé car il est supposé prédominant, ce qui est le cas pour des angles de visée latéraux. Pour la visée au nadir, le champ cohérent existe et pourrait même être prédominant sur le champ incohérent, mais il est difficilement modélisable. De plus, il est possible que le champ cohérent soit plus important en bande Ka qu'en bande Ku. La prise en compte du champ cohérent dans CALM mériterait d'être rajoutée à l'avenir.

5. Modélisation CALM en bande Ka avec une humidité du sol variable

5.1. Principe de la modélisation effectuée

Nous avons vu dans la section précédente, entre autres variations, les dynamiques du coefficient de rétrodiffusion en bande Ka du radar altimétrique SARAL/AltiKa sur divers sites d'Afrique de l'ouest. Celles-ci varient dans le temps, fortement impactées par les changements de rugosité de surface et d'humidité du sol observées sur les zones considérées. Les variations sur les zones sahéliennes sont importantes, pouvant atteindre jusqu'à 25 – 30 dB pour le site soudanien entre les valeurs en saison sèche et en saison humide. C'est pourquoi il est intéressant de voir si de telles variations peuvent être obtenues par simulation. J'ai simulé au moyen du modèle CALM les variations de rétrodiffusion sur les sites d'étude pour différentes valeurs d'humidité du sol.

Le programme de modélisation CALM, présenté dans l'ensemble du Chapitre IV, permet de simuler des formes d'onde altimétrique en provenance de satellites altimétriques du type ENVISAT RA-2 et SARAL/AltiKa. Sur la région du Gourma, les simulations de type AltiKa ont montré que les formes d'onde obtenues étaient en bonne adéquation avec les formes d'onde réelles obtenues par les satellites. Ces simulations ont été faites pour un sol sec, à 2% m³m⁻³ d'humidité du sol.

L'idée dans cette section est de réaliser, sur les mêmes sites d'étude que ceux présentés dans le Chapitre III, des modélisations de rétrodiffusion en bande Ka sur des sols dont on fera varier l'humidité. A l'aide de l'algorithme de retracking Ice-1 (voir Chapitre I), nous pourrions ainsi observer l'impact de l'humidité du sol sur le coefficient de rétrodiffusion.

5.2. Application de l'algorithme de retracking Ice-1

L'algorithme de retracking Ice-1 a déjà été présenté dans le Chapitre I. Rappelons toutefois que cet algorithme propose une solution robuste et systématique pour estimer le coefficient de rétrodiffusion à partir de la forme d'onde y . Le coefficient de rétrodiffusion est estimé à partir de l'amplitude du signal tel que défini (eq. 28).

$$amplitude = \sqrt{\frac{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^4(n)}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n)}} \quad (eq. 28)$$

5.3. Modélisation à humidité variable sur les 5 sites d'études

Nous considérons de nouveau les cinq sites d'étude répartis sur la zone Gourma au Mali, et présentés Chapitre IV. Deux sites étudiés sont uniquement sableux (sites 1 et 2), quand les trois autres présentent des surfaces en eau (mare de Gossi site 3, fleuve Niger site 4, mare d'Agoufou site 5). Nous allons de nouveau simuler les formes d'onde altimétriques pour le satellite AltiKa au-dessus de ces cinq sites, et pour cinq humidités du sol : 2% m^3m^{-3} , 5% m^3m^{-3} , 10% m^3m^{-3} , 20% m^3m^{-3} , 30% m^3m^{-3} , 40% m^3m^{-3} . Les surfaces en eau seront laissées telles quelles. Les observations faites aux chapitres II montrent que la variation d'humidité du sol sur cette zone sahélienne varie entre 2% et au maximum 40% entre la saison sèche et les valeurs maximales de la saison humide. On s'attend donc à avoir un impact équivalent sur le coefficient de rétrodiffusion Ice-1 pour une telle dynamique en bande Ka.

5.3.1. Modélisation pour les sites d'étude n°1 et n°2

Les modélisations en bande Ka réalisées sur les sites 1 et 2, tous deux sableux, permettent d'obtenir les formes d'onde et les coefficients de rétrodiffusion suivants (Figure 82 et Figure 83). Nous pouvons observer que les formes d'onde présentent des valeurs de plus en plus importantes au fur et à mesure que l'humidité du sol augmente pour les deux sites. Ceci se traduit, sur le coefficient de rétrodiffusion Ice-1, par une variation de l'ordre de 16 dB sur la plage d'humidité considérée.

La seule différence entre les deux sites réside dans la topographie des sols simulés, qui induit des pentes différentes sur les formes d'onde étudiées, ainsi que des largeurs de pics sensiblement différentes.

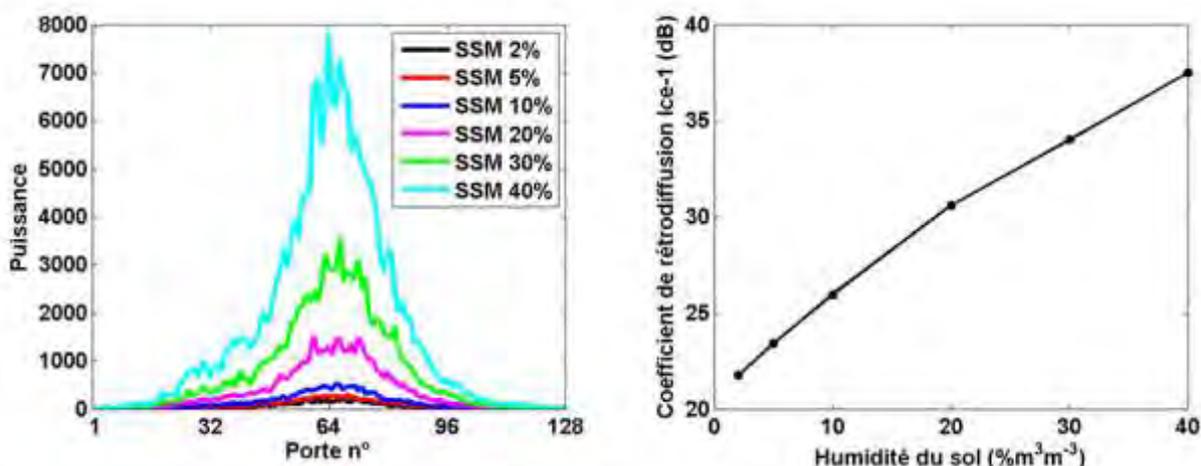


Figure 82 – Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site1. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.

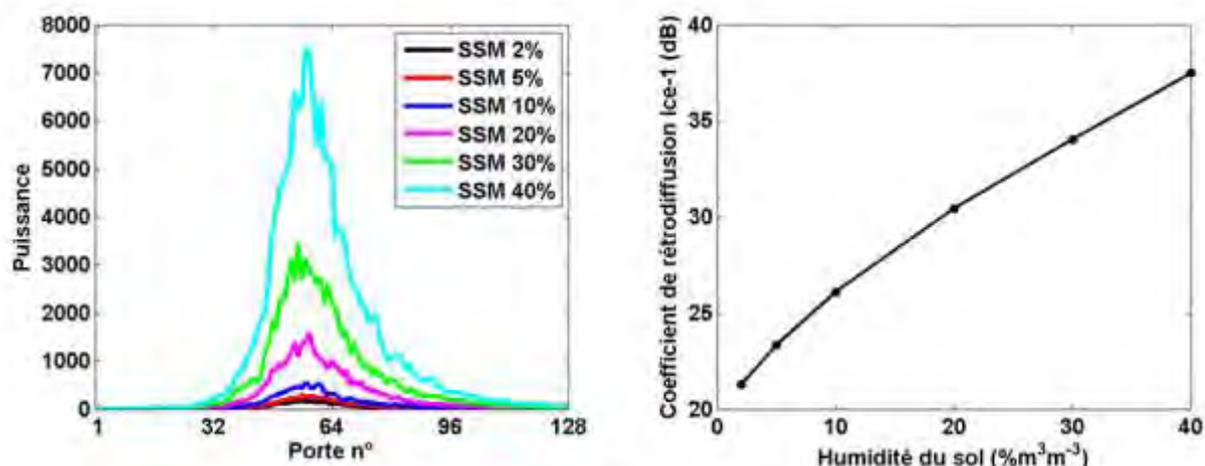


Figure 83 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 2. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.

5.3.2. Modélisation pour le site d'étude n°3

La modélisation en bande Ka sur le site 3 permet d'obtenir les formes d'onde et les coefficients de rétrodiffusion en découlant (Figure 84). La situation est différente des deux précédentes modélisations en raison de la présence d'une mare de taille conséquente dans la tache de mesure au sol simulée. Ceci se traduit sur les formes d'onde par un large pic quasi-constant correspondant à la mare de Gossi aux alentours de la porte 96, et par la rétrodiffusion du sol sableux du rivage des portes 1 à 80 environ. L'humidité du sol n'a un impact bien évidemment que sur la rétrodiffusion du sol sableux, faisant augmenter cette rétrodiffusion au fur et à mesure que l'humidité augmente. Toutefois, la prédominance de la surface en eau sur les rivages fait que la variation du coefficient de rétrodiffusion est quasi-nulle jusqu'à 30% m³m⁻³, pour augmenter de 1.5 dB à 40% m³m⁻³.

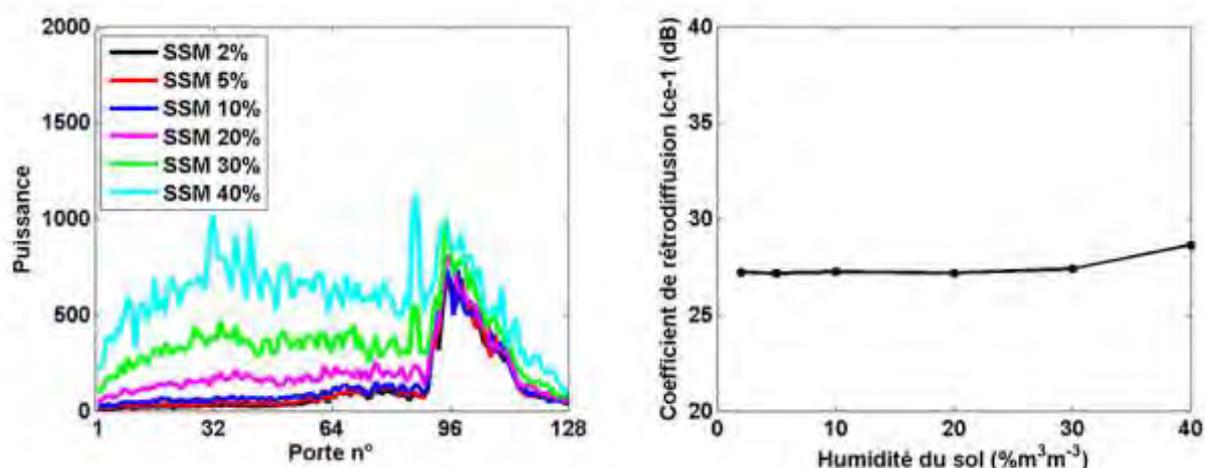


Figure 84 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 3. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.

5.3.3. Modélisation pour le site d'étude n°4

La situation pour le site d'étude n°4 est dans la continuité de celle observée pour le site n°3. En effet, une partie importante de la surface observée est le fleuve Niger, qui domine la rétrodiffusion simulée. Comme nous pouvons le voir sur la Figure 85, les variations d'humidité du sol n'ont que peu d'impact sur la forme globale des formes d'onde simulées (à gauche sur la Figure 85). Ceci se traduit par un coefficient de rétrodiffusion quasi-constant sur la plage d'humidité du sol considérée, à environ 30dB.

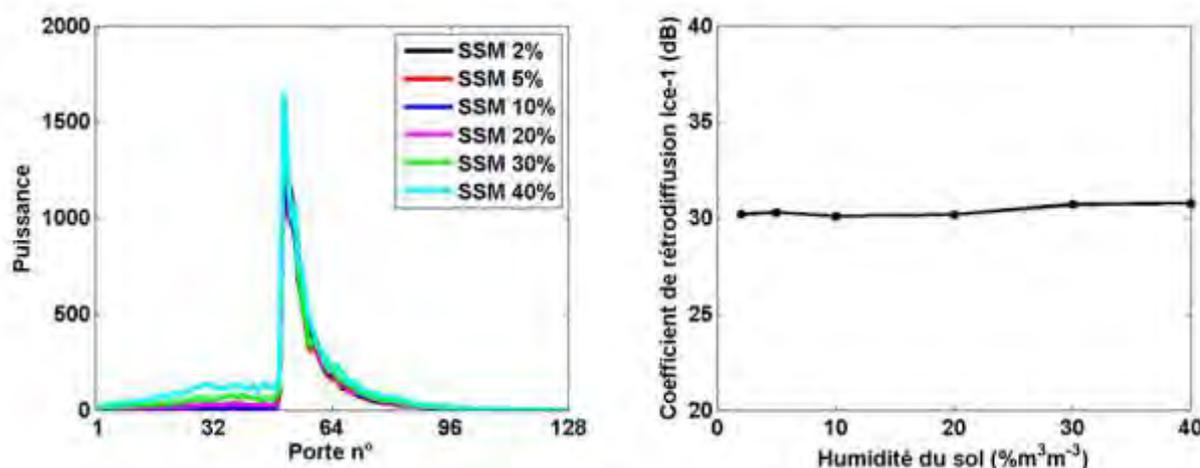


Figure 85 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 4. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.

5.3.4. Modélisation pour le site d'étude n°5

La situation pour le site n°5 se rapproche de celle du site 3, avec au nadir de la zone observée une mare, mais plus petite que celle de Gossi. Ceci fait que le pic principal correspondant à la mare (porte ~ n°64, voir Figure 86) ne varie pratiquement pas pour les humidités du sol simulées. A l'instar des sites 1 et 2, seuls les zones sableuses présentent une rétrodiffusion importante au fur et à mesure que l'humidité du sol augmente. Toutefois, le coefficient de rétrodiffusion semble être majoritairement lié à la surface en eau, comme en témoigne la très faible variation du coefficient de rétrodiffusion entre 2% m³m⁻³ et 40% m³m⁻³ d'humidité du sol (inférieure à 1 dB).

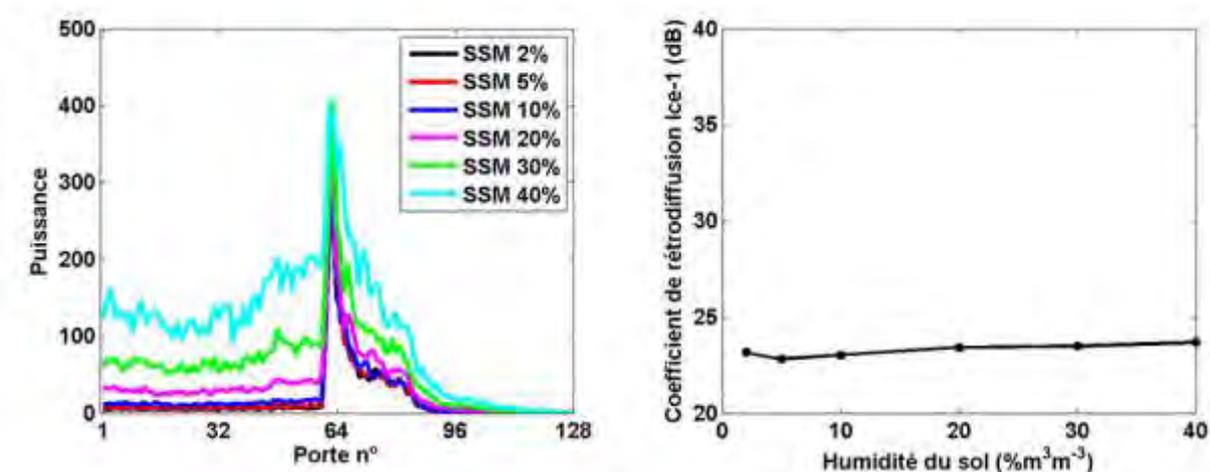


Figure 86 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 5. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.

5.4. Impact sur le coefficient de rétrodiffusion

Les sites correspondant à des sols sableux présentent de fortes variations avec les humidités du sol simulées, pouvant impliquer une variation de l'ordre de 15 dB sur le coefficient de rétrodiffusion, similaire à celle qui a pu être observée avec AltiKa en Afrique de l'ouest (voir section précédente). Toutefois, les changements de rugosité et de couvert avec la croissance de la végétation ne sont pas pris en compte pour le moment.

Lorsque la zone d'étude considérée contient des surfaces en eau, la rétrodiffusion est fortement dominée par la rétrodiffusion de l'eau. On le voit sur le site n°3 avec la mare de Gossi qui domine nettement aussi bien la forme d'onde que la rétrodiffusion. Il faut une humidité du sol très élevée ($40\% \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) pour avoir une hausse du coefficient de rétrodiffusion due au seul sol. Pour les sites où la présence de l'eau est importante, tel que pour le site n°4 traversé par le fleuve Niger, la réponse altimétrique est presque exclusivement due à l'eau. Ceci fait que l'on a un coefficient de rétrodiffusion stable à 30.5 dB pour toutes les humidités du sol simulées, par rapport à un coefficient de rétrodiffusion moyen observé avec AltiKa de 32.84 ± 3.53 dB sur le fleuve Niger. A noter également que le coefficient de rétrodiffusion de surfaces en eau peut être inférieur à la rétrodiffusion de sols seuls humides.

Le programme de modélisation CALM se révèle capable de modéliser avec succès le comportement de la rétrodiffusion altimétrique en bande Ka, que ce soit sur des surfaces continentales avec ou sans eau. L'impact de l'humidité du sol est ainsi mis en exergue sur la rétrodiffusion altimétrique, pour des surfaces variées.

Chapitre IV – Modélisation de la réponse radar altimétrique en bande Ku et Ka appliquée à des surfaces continentales à double échelle : le programme CALM

Tableau 13 – Estimation des coefficients de rétrodiffusion Ice-1 à partir des modélisation CALM réalisées sur les 5 sites d'étude.

Site	2% m ³ m ⁻³	5% m ³ m ⁻³	10% m ³ m ⁻³	20% m ³ m ⁻³	30% m ³ m ⁻³	40% m ³ m ⁻³	Amplitude
1	21.74 dB	23.41 dB	25.95 dB	30.59 dB	34.01 dB	37.49 dB	15.75 dB
2	21.29 dB	23.35 dB	26.11 dB	30.44 dB	34.04 dB	37.49 dB	16.19 dB
3	27.22 dB	27.15 dB	27.24 dB	27.16 dB	27.39 dB	28.63 dB	1.48 dB
4	30.19 dB	30.29 dB	30.09 dB	30.16 dB	30.69 dB	30.76 dB	0.67 dB
5	23.17 dB	22.81 dB	23.03 dB	23.41 dB	23.48 dB	23.68 dB	0.87 dB

6. Conclusion du chapitre

La réponse électromagnétique d'un radar altimétrique pour une surface réaliste en bandes Ku et Ka a été modélisée. Les formes d'onde simulées ont été comparées aux formes d'onde réelles acquises par les satellites altimétriques ENVISAT et AltiKa. On a ainsi montré que le programme CALM permettait de simuler des formes d'onde altimétrique, avec des corrélations entre formes d'onde moyennes observées et simulées de 0,79 et 0,82 pour les simulations ENVISAT et AltiKa respectivement. Ceci permet de valider pour ces surfaces continentales l'utilisation de l'optique géométrique en bande Ku et Ka pour la simulation altimétrique proposée dans CALM. Il reste toutefois des pistes d'amélioration, notamment concernant la détermination des paramètres d'entrée pour l'étude de surfaces complexes et la caractérisation des surfaces en eau.

A ce stade de ce manuscrit de thèse, on a observé des signaux de rétrodiffusion en provenance d'altimètres en orbite émettant en bande S, C et Ku, et mesuré pour la bande Ka des coefficients de rétrodiffusion sur sols contrôlés en rugosité et humidité. La modélisation altimétrique CALM développée montre des résultats satisfaisants en bande Ku et Ka prenant en entrée des modèles numériques de terrain représentant des topographies du Gourma au Mali.

Le programme CALM, appliqué à des surfaces présentant uniquement des sols sableux ou alors incorporant des surfaces en eau, est utilisé en bande Ka en faisant varier le seul paramètre d'humidité du sol. Pour les sites sans surface en eau, le coefficient de rétrodiffusion varie d'une quinzaine de décibels entre 2% et 40% d'humidité du sol. Pour les sites présentant des surfaces en eau, il est clair que c'est la rétrodiffusion de l'eau qui prédomine sur celle des sols environnants. Ceci se traduit par des coefficients de rétrodiffusion ne variant presque pas avec l'humidité du sol, et qui peuvent être en deçà des coefficients de rétrodiffusion observés sur des sols humides. Toutefois, la modélisation CALM ne permet pas à l'heure actuelle de prendre en compte la rétrodiffusion cohérente du sol, qui pourrait être importante au nadir en bande Ka sur les sols comme sur l'eau.

La dernière étape de cette thèse est d'établir le lien entre les coefficients de rétrodiffusion observés par altimétrie satellitaire, mesurés par les campagnes de mesure et simulés avec CALM.

Ce qu'il faut retenir :

- Le simulateur CALM, pour Continental ALtimetry Modeling a été développé pour simuler la formation de formes d'onde altimétriques sur des sols réalistes.
- CALM repose sur une échelle macro (topographie) et micro (rugosité fine), combiné à l'utilisation de l'optique géométrique pour prendre en compte la rétrodiffusion de chaque surface élémentaire maillée.
- L'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT) a permis de simuler la topographie du sol observé au nadir du système radar simulé
- Des formes d'onde réelles en provenance d'ENVISAT RA-2 et d'AltiKa (respectivement en bandes Ku et Ka) ont été prises comme références sur cinq sites d'étude de la région du Gourma au Mali.
- La comparaison entre les formes d'onde réelles et les formes d'onde simulées montrent globalement un bon accord, avec un coefficient de corrélation moyen de 0.8.
- La simulation CALM offre un outil fiable de modélisation de forme d'onde sur le Gourma. Toutefois, de nombreux points restent à améliorer, que ce soit pour les variables d'entrée (notamment en ce qui concerne la rugosité) ou le fonctionnement du code lui-même (simulation de la rétrodiffusion sur surfaces en eau)
- Le coefficient de rétrodiffusion varie d'une quinzaine de décibels entre 2% et 40% d'humidité du sol sur des sols sableux sans eau avec le programme CALM.

Chapitre V :

Apport de la bande Ka au nadir pour le suivi de surfaces continentales

L'objectif de ce chapitre est d'étudier la rétrodiffusion nadir en bande Ka sur les surfaces continentales en présence d'eau ou non. Plus particulièrement, on veut mettre en exergue le contraste entre la rétrodiffusion sur des surfaces en eau et la rétrodiffusion sur des sols naturels.

Pour cela, une première étude est réalisée sur l'Afrique de l'ouest en utilisant les coefficients de rétrodiffusion en bande Ka en provenance de l'altimètre AltiKa, en plus des données en bande S, C et Ku en provenance d'ENVISAT RA-2 et de Jason-2. Ceci permettra de voir l'évolution du coefficient de rétrodiffusion sur les zones de savane sahélienne entre la saison sèche et la saison humide et les zones temporairement inondées.

Ensuite, l'étude des coefficients de rétrodiffusion en bande Ka à partir de données AltiKa sur trois lacs africains permettra d'établir la nature du contraste entre surfaces en eau et sols pour ce qui relève de la rétrodiffusion nadir en bande Ka.

1. Rétrodiffusion altimétrique sur surfaces continentales et plaines d'inondation d'Afrique de l'Ouest en bandes S,C Ku et Ka.

1.1. Introduction de l'étude

Cet article présente une analyse exhaustive de la signature radar altimétrique dans les bandes de fréquence Ka, Ku, C et S en utilisant des données en provenance de SARAL, ENVISAT et Jason-2 sur les zones bioclimatiques majeures en termes de sols et de végétations rencontrées en Afrique de l'Ouest, et en soulignant les nouvelles informations fournies par la bande Ka de la mission satellitaire SARAL-AltiKa récemment lancée. Les variations spatio-temporelles de la réponse radar altimétrique sont reliées aux changements de rugosité de surface, couverture de surface et humidité du sol. L'analyse de séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion le long de gradients bioclimatiques ouest Africain montre que les échos radar à incidence nadir sont bien corrélés à l'humidité du sol dans les environnements de savanes semi-arides. L'altimétrie radar est capable de détecter la présence d'eau même en deçà d'une canopée dense à toutes les fréquences. Toutefois, seules les mesures en bande Ka sont capables de pénétrer en-dessous de la canopée de forêts tropicales humides non-inondées.

1.2. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands over West Africa

Frédéric Frappart ^{a,b}, Fatras Christophe ^{a,c}, Eric Mougin ^a, Vincent Marieu ^d, Adama Telly Diepkilé, Fabien Blarel ^b, Pierre Borderies ^c

a GET-GRGS, UMR 5563, CNRS/IRD/Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

b LEGOS-GRGS, UMR 5566, CNES/CNRS/IRD/Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

c ONERA, 2 Avenue Édouard Belin, 31055 Toulouse Cedex 4, France.

d EPOC-OASU, UMR 5805, allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac cedex, France.

Corresponding author : frederic.frappart@get.obs-mip.fr, phone: +33 (0) 5 61 33 30 95 / fax: +33 (0)5 61 33 25 60

Article actuellement en presse

Physics and Chemistry of the Earth

Manuscript Draft



Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa

F. Frappart^{a,d,j,m}, C. Fatras^{a,i}, E. Mougin^a, V. Marieu^d, A.T. Diepkilé^e, F. Blarel^b, P. Borderies^c

^aGET-GRGS, UMR 5563, CNRS/IRD/Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^bLEGOS-GRGS, UMR 5566, CNRS/CNRS/IRD/Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^cONERA, 2 Avenue Edouard Belin, 31055 Toulouse Cedex 4, France

^dEPDC-GASU, UMR 5805, Allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac Cedex, France

^eLOSSA-USTTB/Université des Sciences, des Techniques et des Technologies de Bamako, Mali

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 December 2014

Received in revised form 23 April 2015

Accepted 4 May 2015

Available online xxxxx

Keywords:

Radar altimetry
Surface properties
West Africa
Backscattering

ABSTRACT

This study presents a comprehensive comparison of radar altimetry signatures at Ka-, Ku-, C-, and S-bands using SARAL, ENVISAT and Jason-2 data over the major bioclimatic zones, soil and vegetation types encountered in West-Africa, with an emphasis on the new information at Ka-band provided by the recently launched SARAL-Altika mission. Spatio-temporal variations of the radar altimetry responses were related to changes in surface roughness, land cover and soil wetness. Analysis of time series of backscattering coefficients along the West African bioclimatic gradient shows that radar echoes at nadir incidence are well correlated to soil moisture in semi-arid savannah environments. Radar altimeters are able to detect the presence of water even under a dense canopy cover at all frequencies. But only measurements at Ka-band are able to penetrate underneath the canopy of non-inundated tropical evergreen forests.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Spaceborne radar sensors provide global observation of continental surfaces at different frequencies, resolution, incidence angles and polarizations. Backscattering coefficients (σ_0) from radar scatterometers and Synthetic Aperture Radar (SAR) images are commonly used to monitor the dynamics of key variables characterizing the continental surfaces, such as vegetation density or surface soil moisture. Over West Africa, side-looking radar scatterometers, notably the C-band wind-scatterometer (WSC) onboard the European Remote Sensing satellites ERS-1 (launched in 1991) and ERS-2 (launched in 1995), already demonstrated a strong potential for the monitoring of surface dielectric properties (Mougin et al., 1995; Frison and Mougin, 1996a) related to soil moisture changes (Wagner et al., 1999a; Naemi et al., 2009; Zribi et al., 2009) and vegetation dynamics (Frison and Mougin, 1996b, 1998; Hardin et al., 1996; Wagner et al., 1999b; Woodhouse and Hoekman, 2000) at a spatial resolution of

approximately 50 km. In addition, SAR images were widely used to map the temporal variation of surface soil moisture (SSM) over semi-arid environments such as Sahelian savannahs (Baup et al., 2007, 2011; Zribi et al., 2006), land cover (Simant et al., 2001; Mayaux et al., 2002), and wetland extents along the hydrological cycle (van de Giesen, 2001; Rosenqvist and Bakker, 2002; Betbeder et al., 2014) at C and L bands, for spatial resolutions lower than one kilometer and temporal resolution greater than 1 month.

Spatial and temporal variations of radar altimeter (RA) backscattering coefficients were related to the dynamics of surface properties. Signatures of soil roughness and SSM changes in the Sahara desert were identified using ERS-1 data at Ku band (Cudlip et al., 1994). Backscattering coefficients from Topex/Poseidon were found to be decreasing as vegetation increase in Sahel (Prigent et al., 2014). A comprehensive comparison of radar signatures acquired over West Africa (between 0–25°N and 5°W–25°E) at both C- and Ku-bands using nadir-looking altimeters (35-day orbital period ENVISAT RA-2 over 2003–2010 and 10-day orbital period Jason-2 over mid-2008–2012) that covers the major bioclimatic zones, soil and vegetation types encountered in this region was performed (Fatras et al., 2015). A recent study also demonstrated the capability to retrieve SSM from ENVISAT RA-2 backscattering coefficients over Sahelian savannahs in the Gourma region of Mali (Fatras et al., 2012).

* Corresponding author at: LEGOS-GRGS, UMR 5566, CNRS/CNRS/IRD/Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Tel.: +33 (0) 5 61 33 30 95; fax: +33 (0) 5 61 33 25 60.
E-mail address: frederic.frappart@onera.fr (F. Frappart).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.001>
1474-7065/© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

In this study, we analyzed the backscattering signatures at Ka-band from AltiKa, the first altimeter to operate at this frequency band, onboard SARAL (Vincent et al., 2006; Verron et al., in press), along with the ones at Ku- and C-bands from Jason-2 and at Ku- and S-bands from ENVISAT, for representative areas of the bioclimatic conditions present in West Africa. For the very first time, temporal variations of the radar altimetry responses at Ka-band were studied over nine representative sites of the West African bioclimatic gradient along the altimeter tracks crossing the wetland region of the Inner Niger Delta, and compared to the radar altimetry signatures from current (Jason-2) and previous (ENVISAT) missions. Our goal is to examine how the spatio-temporal variations of the surface properties, related to soil roughness, water content (i.e., SSM or presence of open water), and vegetation cover, impact the radar responses of land surfaces in the different frequency bands,

Soudanian climates, to wet tropical areas in the south. The duration of the rainy season, as well as the annual total rainfall, increase from north to south along the bioclimatic gradient (Nicholson, 1980; Le Barhé et al., 2002), as well as the vegetation cover and density. Nine study sites were selected, distributed in the main eco-climatic zones of West Africa: two in the Sahara (stone and sand desert sites); four in savannah landscapes, at the transition between the Sahara and Sahel (Saharo-Sahelian site), in Sahel (Sahelian site), at the transition between the Soudanian and Sahelian zones (Soudano-Sahelian site), in the Soudanian region (Soudanian site); one in the inner delta of the Niger River, and finally two in humid tropical forests over non and temporarily flooded areas (Fig. 1 and Table 1). Two sub-sites are associated to each study site, corresponding to the location of the altimeter tracks from ENVISAT and SARAL on the one hand, and Jason-2 on the other hand. They are chosen to be as close as possible to each other.

2. Study area and datasets

2.1. Study area

West Africa (between latitudes 0–25°N and longitudes 5°W–25°E) exhibits a wide range of bioclimatic conditions from desert areas in the north, semi-arid savannahs under Sahelian and

The stone desert sites in the Libyan part of the Sahara are flat areas of Nubian sandstone with small roughness and almost constant climate, since the Libyan Desert is known for being one of the driest parts of the world (Isard, 1968). The sandy desert sites in the Ténéré region of Niger consist of sand dunes and are subject to almost no rainfall throughout the year. Savannah sites correspond to landscapes with gently undulating sandy dunes and a moderate roughness. They are affected by the West African

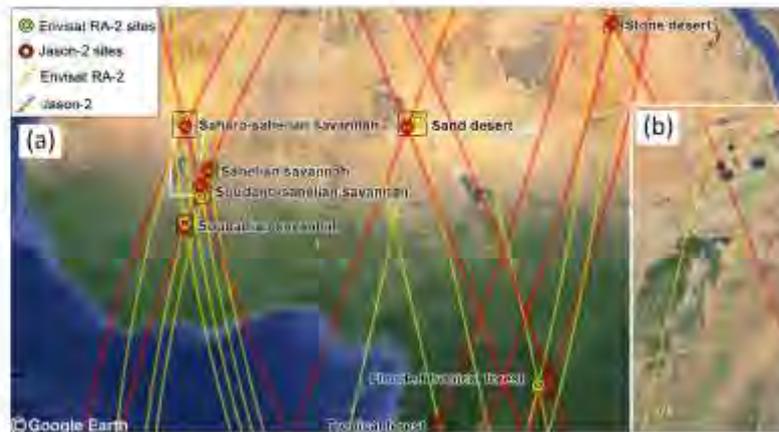


Fig. 1. Location of study sites under radar altimetry tracks over West Africa (between 0–25°N and 5°W–25°E). (a) Jason-2 (ENVISAT/SARAL) tracks used in this study are represented with red (yellow) lines, respectively. The corresponding study sites are represented with red and yellow circles, respectively. The white rectangle delineates the Inner Niger Delta in Mali. (b) Zoom in the Niger Inner Delta region. Spatio-temporal variations of the backscattering coefficients were analyzed along ENVISAT/SARAL track 0474 (yellow) and Jason-2 track 046 (red) and time series of water levels were derived at the intersections of ENVISAT/SARAL track 0932 (green) and Jason-2 track 046 (red), close to the gauge stations (black and blue checked pattern) of Diré and Tonka respectively. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 1
Locations of the West African study sites under SARAL (Ka-band)/ENVISAT (Ku and S bands) Jason-2 (Ku and C bands) tracks.

Sites	SARAL (Ka) and ENVISAT (Ku and S)		Tracks	Jason-2 (Ku and C)		Tracks
	Lon (°)	Lat (°)		Lon (°)	Lat (°)	
Saharian Stone desert	24.2125	23.8453	0386/0743	24.0906	23.8453	007/120
Saharian Sand desert	10.5610	17.5614	0143/0616	9.9183	17.1743	172/211
Saharo-Sahelian savannah	-4.5283	17.5583	0016/0545	-4.2542	17.1763	046/085
Sahelian savannah	-2.3738	14.4672	0459/0846	-2.4740	14.5080	161
Soudano-Sahelian savannah	-2.7327	12.8978	0001/0846	-2.8368	13.5688	046/161
Soudanian savannah	-3.8099	11.3086	0087/0388	-3.8096	11.0040	161
Non flooded tropical evergreen forest	11.8037	-0.7940	0315	11.7609	-0.7940	020
Temporarily flooded tropical evergreen forest	17.7466	1.5932	429/472	18.4222	1.9884	083/248
Inner Niger Delta transect	-4.85/-3.90	14/17	0474	-4.20/-2.65	14/17	046
Inner Niger Delta virtual stations	-3.4115	16.1965	0932	-3.8049	16.0512	046

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al., Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <https://doi.org/10.1016/j.psc.2015.05.001>

Monsoon (WAM), characterized by a single rainy season with most precipitation falling between late June and mid September (Nicholson, 1980; Le Barbé et al., 2002). The vegetation is composed of annual plants, mostly grasses with scattered bushes and low trees (Mougin et al., 2009). The Niger inner delta is a large floodplain located in central Mali, within the Sahelian zone between latitudes 13–17°N and longitudes 3–5°W. The extent of the flooded delta itself changes every year as a function of the intensity of the West African Monsoon and can be larger than 32,000 km² during the wettest rainy seasons (Zwart and Grigoras, 2005; Jones et al., 2009). The flooding period extends from August to December and during the dry season, from March to May, the area dries out at the exception of the river bed and permanent lakes. The evergreen humid tropical forest sites are located in the Congo basin. They are characterized by a very high vegetation density showing almost no variation throughout the year due to quasi permanent moist conditions. One of them is subject to seasonal floods, the other not.

2.2. Radar altimetry data

2.2.1. SARAL

SARAL is a CNES-ISRO joint-mission that was launched on February 25th 2013. Its payload is composed of the AltiKa radar altimeter and bi-frequency radiometer, and a triple system for precise orbit determination: the real-time tracking system DIODE of DORIS instrument, a Laser Retroreflector Array (LRA), and the Advanced Research and Global Observation Satellite (ARGOS-3). SARAL orbits at an average altitude of 790 km, with an inclination of 98.54°, on a sun-synchronous orbit with a 35-day repeat cycle. It provides observations of the Earth surface (ocean and land) from 82.4° latitude North to 82.4° latitude South. This orbit was formerly used by ERS-1 and 2 and ENVISAT missions, with an equatorial ground-track spacing of about 85 km. The first four cycles of SARAL do not follow precisely the ENVISAT orbit. AltiKa radar altimeter is a solid-state mono-frequency altimeter that provides accurate range measurements. It is the first altimeter to operate at Ka-band (35.75 GHz). Its accuracy is expected to be about 1 cm over ocean. Over the rivers, it is expected to provide measurements significantly better than those gained by the previous Ku band missions. Improvements come in the one hand from a reduced footprint in Ka band, about ten times smaller in surface than it is in the Ku band, and in the other hand from an along-track sampling at 40 Hz, twice that of ENVISAT and Jason-2.

2.2.2. ENVISAT

ENVISAT mission was launched on March 1st 2002 by ESA. It carried 10 instruments including the advanced radar altimeter (RA-2). It was based on the heritage of sensor on-board the European Remote Sensing (ERS-1 and 2) satellites. RA-2 was a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at two frequencies at Ku- (13.575 GHz), as ERS-1 and 2, and S- (3.2 GHz) bands. Its goal was to collect radar altimetry over ocean, land and ice caps (Zell, 1999). ENVISAT remained on its nominal orbit until October 2010 and its mission ended April 8th 2012. Its initial orbital characteristics are the same as for SARAL (see above).

2.2.3. Jason-2

Jason-2 mission was launched on June 20th 2008 as cooperation between CNES, EUMETSAT, NASA and NOAA. Its payload is mostly composed of the Poseidon-3 radar altimeter from CNES, the Advanced Microwave Radiometer (AMR) from JPL/NASA, and a triple system for precise orbit determination: the real-time tracking system DIODE of DORIS instrument from CNES, a GNSS receiver and a Laser Retroreflector Array (LRA) from NASA. Jason-2 orbits at an altitude of 1336 km, with an inclination of 66°, on a 10-day

repeat cycle, providing observations of the Earth surface (ocean and land) from 66° latitude North to 66° latitude South, with an equatorial ground-track spacing of about 315 km. This orbit was formerly used by Topex/Poseidon, and Jason-1. Poseidon-3 radar altimeter is a two-frequency solid-state altimeter that measures accurately the distance between the satellite and the surface (range) and provides ionospheric corrections over the ocean. It operates at Ku (13.575 GHz) and C (5.3 GHz) bands. Its accuracy is expected to be about 2 cm over ocean. Raw data are processed by SSALTO (Segment: Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie).

All altimetry data used in this study come from the Geophysical Data Records (GDRs) – GDR T patch 2 for SARAL, GDR v2 for ENVISAT, GDR D for Jason-2, made available by Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère (CTOH – <http://cooh.jeo.jou.ohu-nip.fr/>). They are sampled along the altimeter track at 18, 20 and 40 Hz for ENVISAT, Jason-2 and SARAL respectively (high-frequency mode commonly used over land and coastal areas where the surface properties are changing more rapidly than over the open ocean). They consist of:

- (i) the satellitelocations and acquisition times,
- (ii) the corresponding backscattering coefficients at Ka band for SARAL (cycles 1–16 from February 2013 to August 2014), at Ku (cycles 6–94 from June 2002 to October 2010) and S (cycles 6–64 from June 2002 to January 2008 when RA-2 altimeter onboard ENVISAT stopped operating correctly at S-band) bands for ENVISAT, at Ku and C bands for Jason-2 (cycles 19–91 from January 2009 to December 2010 and cycles 168–227 from February 2013 to August 2014),
- (iii) all the parameters necessary to estimate the altimetry heights (see Section 3.3 Time-variations of altimetry-based water levels in the Niger Inner Delta).

In the followings, ranges used to derive altimeter heights and backscattering coefficients are the ones processed with the Ice-1 retracking algorithm (Wingham et al., 1988). Previous studies showed that Ice-1-derived altimetry heights are the more suitable for hydrological studies in terms of accuracy of water levels and availability of the data (e.g. Frappart et al., 2006a,b; Santos da Silva et al., 2010) among the commonly available retracked data present in the GDRs. They were also used in previous studies for characterizing land surfaces properties (Pérez et al., 2012, 2015), showing a strong linear relationship with SSM (Farras et al., 2012). Besides, they are present in the SARAL, ENVISAT and Jason-2 GDRs in the high-frequency mode.

2.3. Ancillary data

2.3.1. TRMM rainfall

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite (a Japan-US satellite launched in November 1997) Precipitation Analysis (TMPA) 3B42 v7 daily rainfall data, with a spatial resolution of 0.25° × 0.25°, are used from January 2003 to December 2011. This dataset is produced by combining several data products (Goffman et al., 2007, 2011):

- (i) satellite information from the TRMM High Quality (HQ) combined microwave precipitation estimates reprocessed from the TRMM Combined Instrument (TCI), the TRMM Microwave Imager (TMI), Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) on-board EOS Aqua, and the Advanced Microwave Sounding Unit B (AMSU-B) onboard the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA KLM) satellites, with additional satellite data including the

- early part of the Microwave Humidity Sounder (MHS) record, the entire operational Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) record (Huffman et al., 2010);
- (ii) a new infrared (IR) brightness temperature data set from geosynchronous satellites for the period before the start of the Climate Prediction Center (CPC) 4-km Merged Global IR data set (January 1998–February 2000);
- (iii) Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) gauge analyses (Schneider et al., 2011). It is available on the Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) website: <http://daac.gsfc.nasa.gov>.

2.3.2. AMSR-E soil moisture

The Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) from the Japanese space agency onboard the Aqua (EOS PM-1) satellite is dedicated to the observation of climate and hydrology. It is a multi-frequency dual-polarized microwave radiometer operating at C- and X-bands that detects faint microwave emissions from the Earth's surface and atmosphere. The VUA-NASA Land Retriever Parameter Model (LPRM) is a forward radiative transfer model that used passive microwave remote sensing data to retrieve SSM (Owe et al., 2008). Available products cover the period June 2002–October 2011. In this study, we only consider C-band level 3 LPRM VUA (Vrije Universiteit of Amsterdam) products, which are available online (<http://www.falw.vu/-jeu/lprm/>) for the descending orbit, corresponding to night-time measurements (equator crossing time: 1:30 am) at a spatial resolution of 0.25° × 0.25°.

2.3.3. SMOS soil moisture

The Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis (MIRAS) sensor onboard the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) records satellite brightness temperatures at L-band (1.4 GHz) since January 2010. SSM estimates are obtained using an iterative inversion approach of the multi-angular observations of the brightness temperatures (Wigneron et al., 2007; Kerr et al., 2012).

The SMOS products used in this study are the Level 3 Soil Moisture (L3SM) products from the CNES CATDS (Centre Aval de Traitement des Données SMOS) from February 2013 to August 2014. They are daily available in the EASE (Equal Area Scalable Earth) grid format with a spatial resolution of 25 km. The version of the products used is the 2.7.1.

2.3.4. In-situ water levels

Records from the Diré, located at 3.383°W of longitude and 16.267°N of latitude, and Tonka, located at 3.75°W of longitude and 16.127°N of latitude, gauge stations were provided by the Malian hydrological service, Direction Nationale de l'Hydraulique (DNH). In this study, we used the time series of water levels from February 2013 to September 2014 for the Diré gauge station and from January 2009 to December 2010 for the Tonka gauge station.

3. Methods

3.1. Time-variations of σ_0 over specific sites

For each of the specific site presented in Section 2.1, backscattering coefficients were edited using a 3-sigma criterion and along-track averaged over distance of plus or minus 2.5 km from altimeter tracks crossings (see Table 1) using Eqs. (1) and (2):

$$\langle \sigma_0 \rangle_{AB} = 10 \log_{10} \left(\frac{10^{\sigma_0(AB)}}{N} \right) \quad (1)$$

$$std(\sigma_0)_{AB} = 10 \log_{10} \left(1 + \frac{std(10^{\sigma_0(AB)})}{10^{\sigma_0(AB)}} \right) \quad (2)$$

where $\langle \sigma_0 \rangle_{AB}$ and $std(\sigma_0)_{AB}$ stand for the average of σ_0 in dB and its associated standard deviation in dB, respectively. As the backscattering coefficients of the different altimetry missions are provided in dB in the GDRs, they were first converted into their natural values as expressed in Eqs. (1) and (2).

Time-series of backscattering coefficients were obtained from February 2013 to August 2014 for SARAL at Ka-band and Jason-2 at C and Ku bands, and from June 2002 to October 2010 and June 2002 to January 2008 for ENVISAT at Ku and S bands respectively.

3.2. Spatio-temporal variations of σ_0 in the Niger Inner Delta

Backscattering coefficients are along-track averaged for each satellite pass at a spatial resolution of 0.008° (~1 km) over the Niger Inner Delta, between 13° and 17°N, using Eq. (1). Spatio-temporal variations of σ_0 are presented using Hovmöller diagrams showing variations of σ_0 at the different frequency bands plotted for time and latitude (see Section 4.2 Spatio-temporal variations of backscattering along the meridian transects). The corresponding longitudes can be inferred from Fig. 1b from the latitude and the altimetry track number.

3.3. Time variations of altimetry-based water levels in the Niger Inner Delta

For water studies over land, radar altimeter derived water levels have been shown to be precise enough and are now used for systematic monitoring of large rivers, lakes, wetlands and floodplains (e.g. Dierckx, 1995, 1998; Frappart et al., 2005, 2012; Santos da Silva et al., 2010; Cèbeaux et al., 2011; Genta and Dieplide, 2012).

The principle of radar altimetry is the following: the altimeter emits a radar pulse and measures the two-way travel-time from the satellite to the surface. The distance between the satellite and the Earth surface – the altimeter range (R) – is thus derived with a precision of a few centimeters. The satellite altitude (H) referred to an ellipsoid is known from orbitography modeling with an accuracy better than 2 cm. Taking into account propagation corrections caused by delays due to interactions of electromagnetic wave in the atmosphere, and geophysical corrections, the height of the reflecting surface (h) with reference to an ellipsoid can be estimated as:

$$h = H - \left(R + \sum \Delta R_{propagation} + \sum \Delta R_{geophysical} \right) \quad (3)$$

where H is the height of the center of mass of the satellite above the ellipsoid from precise orbit determination (POD) technique, R is the nadir altimeter range from the center of mass of the satellite to the sea surface, $\sum \Delta R_{propagation}$ and $\sum \Delta R_{geophysical}$ are the sums of the geophysical and environmental corrections to apply to the range and respectively given by Eqs. (4) and (5):

$$\sum \Delta R_{propagation} = \Delta R_{ion} + \Delta R_{dry} + \Delta R_{wet} \quad (4)$$

ΔR_{ion} is the atmospheric refraction range delay due to the free electron content associated with the dielectric properties of the ionosphere, ΔR_{dry} is the atmospheric refraction range delay due to the dry gas component of the troposphere, and ΔR_{wet} is the atmospheric refraction range delay due to the water vapor and the cloud liquid water content of the troposphere,

$$\sum \Delta R_{geophysical} = \Delta R_{solid\ Earth} + \Delta R_{pole} \quad (5)$$

where $\Delta R_{solid\ Earth}$ and ΔR_{pole} are the corrections respectively accounting for crustal vertical motions due to the solid Earth and

pole tides. The propagation corrections applied to the range are derived from the Global Ionospheric Maps (GIM) and Era Interim model outputs from the European Centre Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for the ionosphere and the dry and wet troposphere range delays respectively.

A virtual station is defined as a given intersection of an orbit groundtrack and a water body (i.e., lake, reservoir, river channel, floodplain or wetland). There, the variations of the altimeter height h from one cycle to the other can be associated to changes in water level.

In this study, we used the Multi-mission Altimetry Processing Software (MAPS) that allows a refined selection of the valid altimetry data to build virtual stations (Frappart et al., in press) in the Inner Niger Delta. Data processing is composed of three main steps: a coarse delineation of the virtual stations using Google Earth, a refined selection of the valid altimetry data, and a computation of the water level time-series. The altimetry-based water level is computed for each cycle using the median of the selected altimetry heights, along with their respective deviation (i.e., mean absolute deviations) after correction of off-nadir effect. Parabolic profiles caused by non-nadir reflections (i.e., hooking effect) affecting part of the along-track observations are corrected as follows:

$$h(s_0) = h(s_1) + \frac{1}{2R_{virt}(s_0)} \left(1 + \left(\frac{\partial H}{\partial s}(s_1) \right)^2 \right) (ds)^2 \quad (6)$$

where s is the along-track coordinate, $h(s_0)$ is the altimeter height at nadir, $R_{virt}(s_0)$ the altimeter range at nadir corrected from the geophysical and environmental effects, s_0 the location of the nadir along the altimeter track, s_1 the coordinates of the slant measurements, $\partial H/\partial s$ the rate of altitude variation of the satellite along the orbital segment, ds the along track difference between s_0 and s_1 .

The altimeter height at nadir is obtained by estimating the sum of the parabola representing the actual water level:

$$h(s_0) = as_0^2 + bs_0 + c \quad (7)$$

where a , b and c are the coefficients of the parabola estimating through a least-square fitting of the altimeter data affected by hooking. See Santos da Silva et al. (2010) for more details.

This process is repeated each cycle to construct the water level time series at the virtual stations.

4. Results

4.1. Times series analysis over the study sites

4.1.1. Stone desert

Altimetry backscattered responses over stone deserts are quite stable (std < 1.5 dB) for every frequency (Fig. 2). Their average values decrease from ~27 dB at S-band to ~9 dB at Ka-band as the frequency increase. The difference in backscattering is ~7 dB between C and Ku bands using Jason-2 data and ~5–6 dB between S and Ku bands using ENVISAT data (Tables 2 and 3). Variations of amplitude from 2 to 4 dB with higher values during summer 2014 can be observed at Ka-band using SARAL measurements.

4.1.2. Sand desert

As over stone deserts, σ_0 values from radar altimetry are quite stable (std < 2 dB) for every frequency over sand deserts (Fig. 3). Their average values are lower than over stone deserts varying

Table 2

Mean and standard deviation (Std) of the backscattering coefficients from SARAL (Ka-band), ENVISAT (Ku and S bands), estimated from February 2013 to August 2014, and from June 2002 to October 2010 respectively, over the West African study sites showing temporal stable radar responses. - : No SARAL data were available over the Saharian stone desert site for track 0386.

Sites	Track	SARAL (Ka)		ENVISAT (Ku)		ENVISAT (S)	
		Mean (dB)	Std (dB)	Mean (dB)	Std (dB)	Mean (dB)	Std (dB)
Saharian stone desert	0386	-	-	21.17	0.65	26.03	1.01
	0743	0.05	1.46	21.70	0.84	27.59	0.96
Saharian sand desert	0143	4.90	1.65	9.64	1.38	13.37	0.42
	0616	4.27	1.12	9.77	1.18	13.30	0.55
Non-Bioded tropical evergreen forest	0315	16.93	0.94	13.03	0.70	13.50	0.50

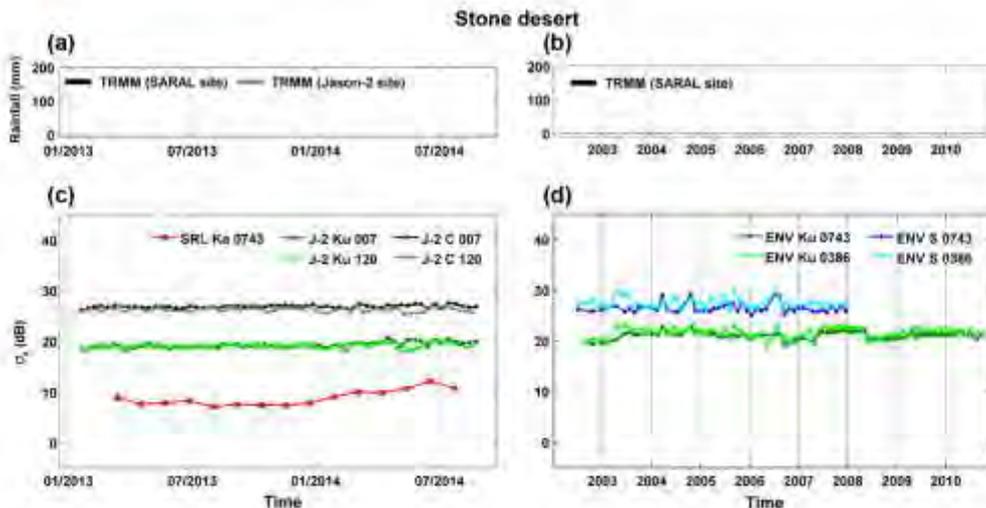


Fig. 2. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0743 (red) track and Jason-2 (Ku and C-bands) 007 (dark green and black) and 120 (light green and gray) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0386 (dark green and dark blue) and 0743 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Saharian stone desert. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015). <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.001>

Table 3

Mean and standard deviation (Std) of the backscattering coefficients from Jason-2 (Ku and C bands), between February 2013 and August 2014 over the West African study sites showing temporal stable radar responses.

Sites	Track	Jason-2 (Ku)		Jason-2 (C)	
		Mean (dB)	Std (dB)	Mean (dB)	Std (dB)
Saharian Stone desert	007	19.25	0.53	26.81	0.28
	120	19.06	0.40	26.19	0.40
	172	14.54	0.66	20.54	0.41
Saharian Sand desert	211	17.15	0.49	22.33	0.27
	020	3.77	0.80	6.96	0.84

from ~21 dB to ~4.5 dB. The difference in backscattering is ~5.5 dB between C and Ku bands using Jason-2 data and ~4.5 dB between S and Ku bands using ENVISAT data (Tables 2 and 3). The value of difference obtained using Jason-2 is lower than the one obtained using Topex/Poseidon (T/P) data (~9 dB in Papa et al., 2003) when comparing C and Ku bands. This difference can be attributed to the difference in the altimeter waveforms processing (Ice-1 algorithm for Jason-2 in this study, Ocean algorithm for T/P in Papa et al., 2003). More variability is also observed in the radar altimetry backscattering signal when there is an increasing in frequency at each orbit altitude, especially in Ka-band (Tables 2 and 3), that can be attributed to changes in wind intensity and directions that modify roughness of the sand dunes.

4.1.3. Savannas

Time series of σ_0 over savannas exhibit a well-marked seasonal signal characterized by an increase of backscattering during the wet season (Figs. 4–7). The length and the intensity of the wet season increase from north (Saharo-Sahelian savannah) to south (Soudanian savannah). Time variations of σ_0 seem related to soil moisture changes as already observed at C and Ku bands using Jason-2 and ENVISAT data over West Africa (Fattas et al., 2012, 2015). The average value of σ_0 during the dry season generally decreases with the frequency, whereas the amplitude of the variations between the wet and dry seasons increases with the frequency, and soil moisture (Figs. 4–7). Changes in amplitude

between dry and wet season can reach up to 30 dB after a large rain event (Fig. 5). These time variations over semi-arid areas were related to SSM changes (Cudlip et al., 1994; Bailey et al., 1995; Papa et al., 2003). ENVISAT RA-2 backscattering coefficients were also even recently used to retrieve SSM in semi-arid environment using a linear relationship between the two quantities (Branan and Berry, 2010; Fattas et al., 2012). We computed linear correlations between σ_0 at the different frequency bands and SSM from AMSR-E between 2003 and 2010 and SMOS between 2013 and 2014. Due to the limited number of data available for SARAL (15 cycles), we computed the linear correlations with SSM up to 3 days after the altimetry pass over each savannah site to have a sufficient number of data. The results are presented in Table 4 for SARAL and ENVISAT and 5 for Jason-2. Due to the important evaporation rates over semi-arid areas, and the very scarce rainfall over the Saharo-Sahelian region, we do not present the results over these sites as they have no significance. When the results are significant (p -value < 0.05), σ_0 are highly correlated to SSM at Ka-band ($R \geq 0.65$) in spite of the very short time period of the available records. For the bi-frequency missions (ENVISAT and Jason-2), correlations are higher at the lower frequency (S and C respectively).

4.1.4. Non-flooded tropical evergreen forest

Radar altimetry backscattering coefficients present a quite stable behavior over non flooded tropical evergreen forest (Fig. 8). Their average values decrease from ~17 dB at Ka-band to ~4 dB at Ku-band using Jason-2 data. The difference in backscattering is ~3 dB between C and Ku bands using Jason-2 data and ~0.5 dB between S and Ku bands using ENVISAT data (Tables 2 and 3). A large variability of σ_0 is observed using ENVISAT data from June 2002 to March 2007 (cycles 6–56). Then the variability of σ_0 is very similar to that of Jason-2. A larger variability is also observed at Ka-band (std = 2.94 dB compared to std = 0.80 dB at Ku-band using Jason-2 data, see Table 2), with a time series presenting higher values in April and from November to January, during the wet seasons of the Congo Basin.

4.1.5. Temporarily flooded tropical evergreen forest

Time series of σ_0 from temporarily flooded tropical evergreen forest present a well-marked bimodal signal presenting a maximum

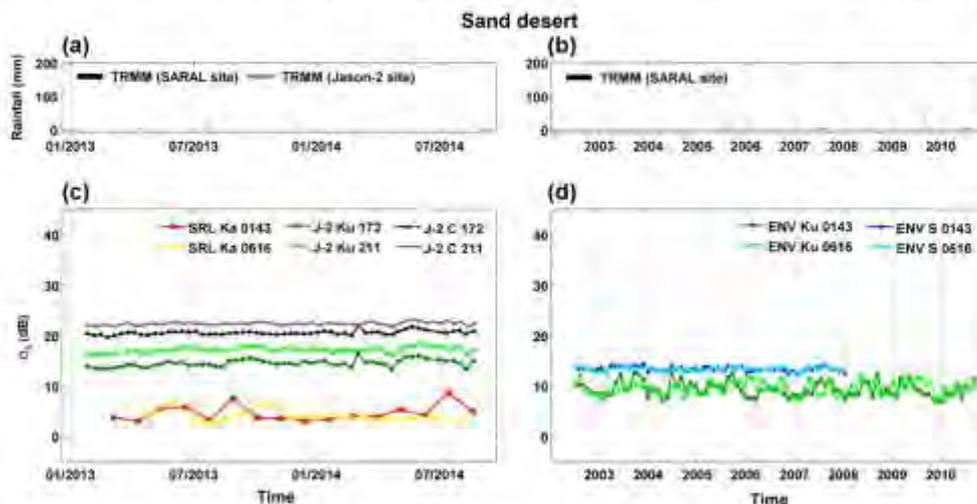


Fig. 3. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time series of backscattering coefficients (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0143 (red) and 0616 (yellow) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 172 (dark green and black) and 211 (light green and gray) tracks between February 2013 and August 2014 and (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0143 (dark green and dark blue) and 0616 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Saharian sand desert. (For interpretation of the references to numeric in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.03.001>

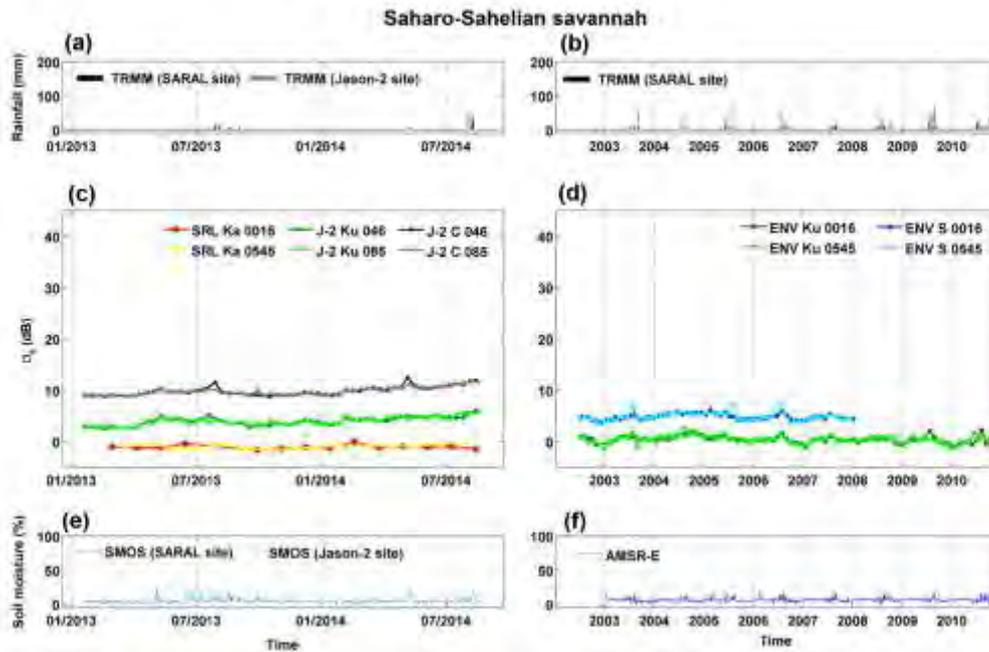


Fig. 4. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0016 (red) and 0545 (yellow) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 046 (dark green and black) and 085 (light green and gray) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0016 (dark green and dark blue) and 0545 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Saharo-Sahelian savannah. Time series of volumetric soil moisture (%) (e) from SMOS at SARAL (blue) and Jason-2 (light blue) sites and (f) from AMSR-E (blue). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

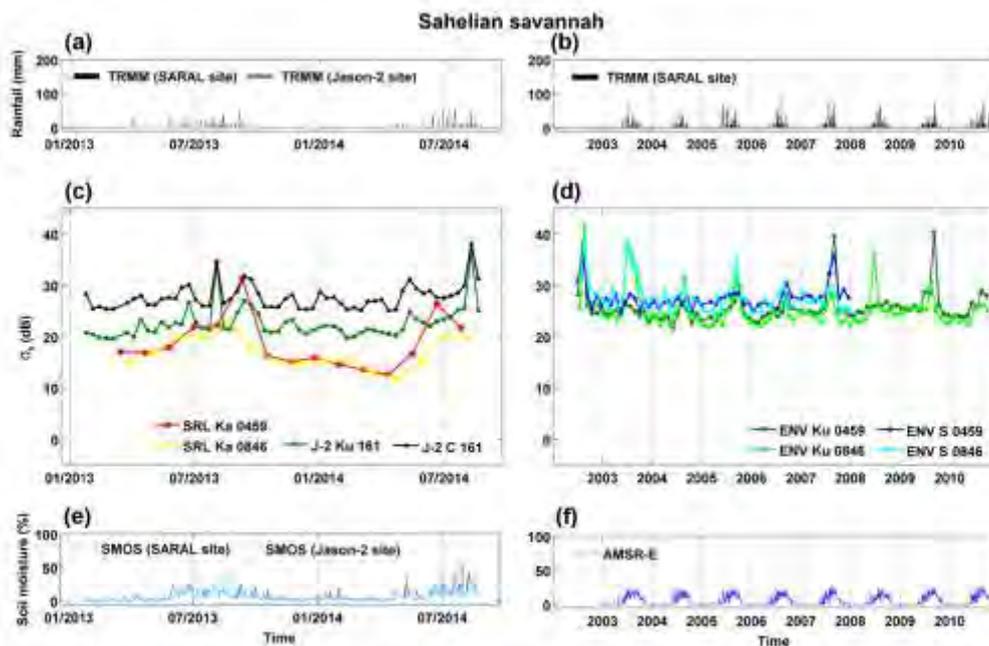


Fig. 5. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0459 (red) and 0846 (yellow) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 161 (black and dark green) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0459 (dark green and dark blue) and 0846 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Sahelian savannah. Time series of volumetric soil moisture (%) (e) from SMOS at SARAL (blue) and Jason-2 (light blue) sites and (f) from AMSR-E (blue). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2015.03.001>

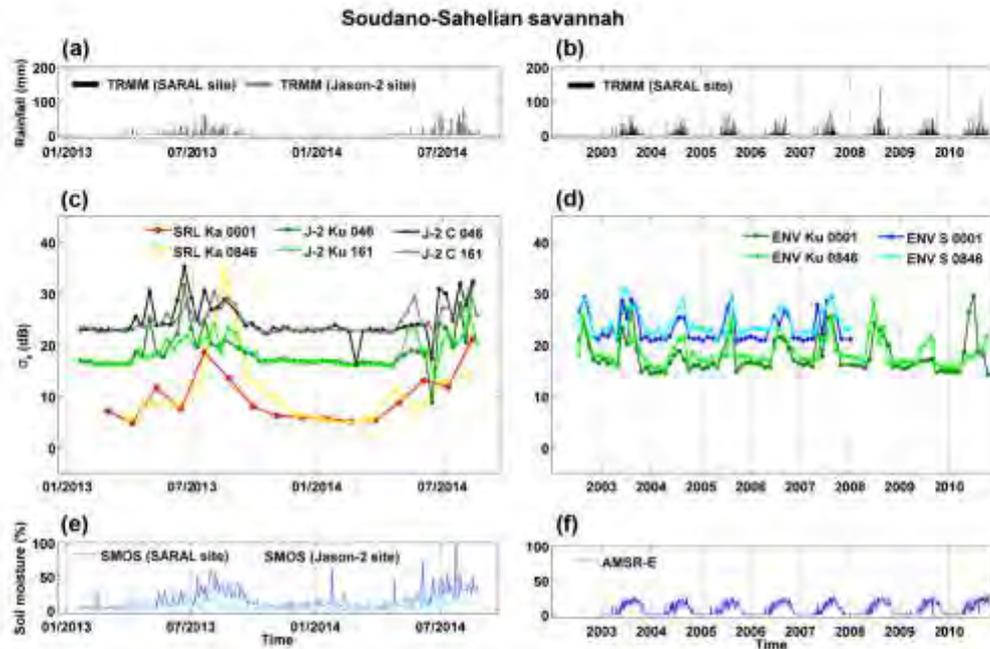


Fig. 6. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0001 (red) and 0846 (yellow) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 046 (dark green and black) and 161 (light green and gray) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0001 (dark green and dark blue) and 0846 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Soudano-Sahelian savannah. Time series of volumetric soil moisture (%) (e) from SMOS at SARAL (blue) and Jason-2 (light blue) sites and (f) from AMSR-E (blue). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

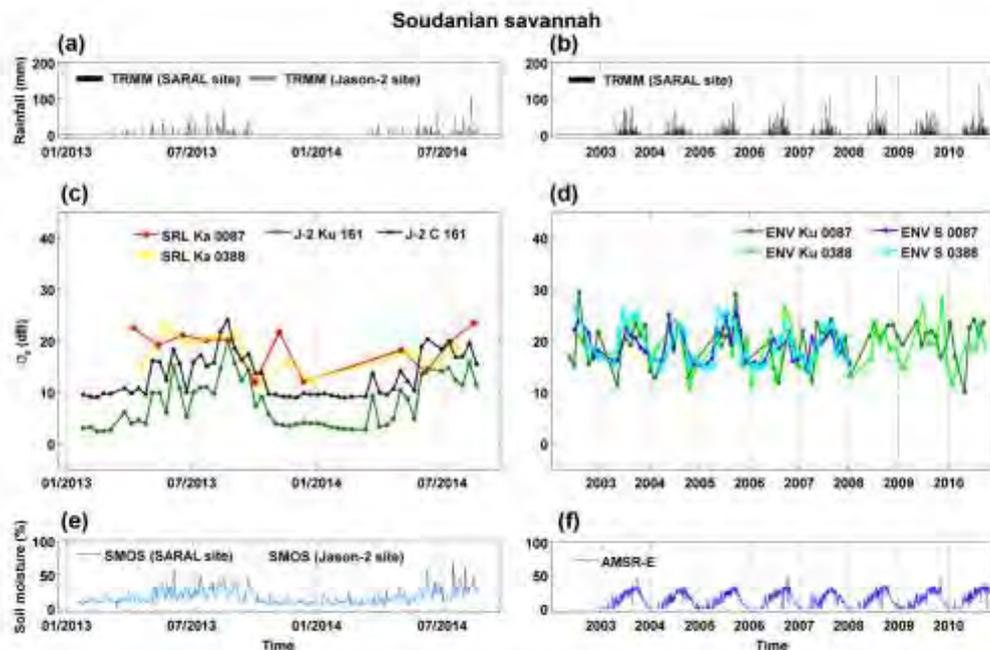


Fig. 7. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0087 (yellow) and 0388 (red) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 161 (dark green and black) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S bands) 0087 (dark green and dark blue) and 0388 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over Soudanian savannah. Time series of volumetric soil moisture (%) (e) from SMOS at SARAL (blue) and Jason-2 (light blue) sites and (f) from AMSR-E (blue). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa, *J. Phys. Chem. Earth* (2015), <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.007>

Table 4

Correlation coefficients (R) and significance threshold at 95% (p) between radar altimetry backscattering coefficients and Surface Soil Moisture (SSM) over the savannah sites. The number of observations is also indicated (Nb).

Savannah sites	Track	SARAL (Ka)		ENVISAT (Ku)		ENVISAT (S)	
		R (p)	Nb	R (p)	Nb	R (p)	Nb
Sahelian	0459	0.64 (0.018)	13	0.64 (<0.001)	74	0.66 (<0.001)	45
	0846	0.68 (0.008)	14	0.60 (<0.001)	77	0.60 (<0.001)	48
Soudan-Sahelian	0001	0.88 (<0.001)	15	0.50 (<0.001)	75	0.71 (<0.001)	46
	0846	0.53 (0.05)	14	0.62 (<0.001)	77	0.75 (<0.001)	48
Soudanian	0087	0.35 (0.263)	12	0.38 (<0.001)	54	0.67 (<0.001)	42
	0388	0.84 (0.04)	9	0.47 (<0.001)	56	0.72 (<0.001)	43

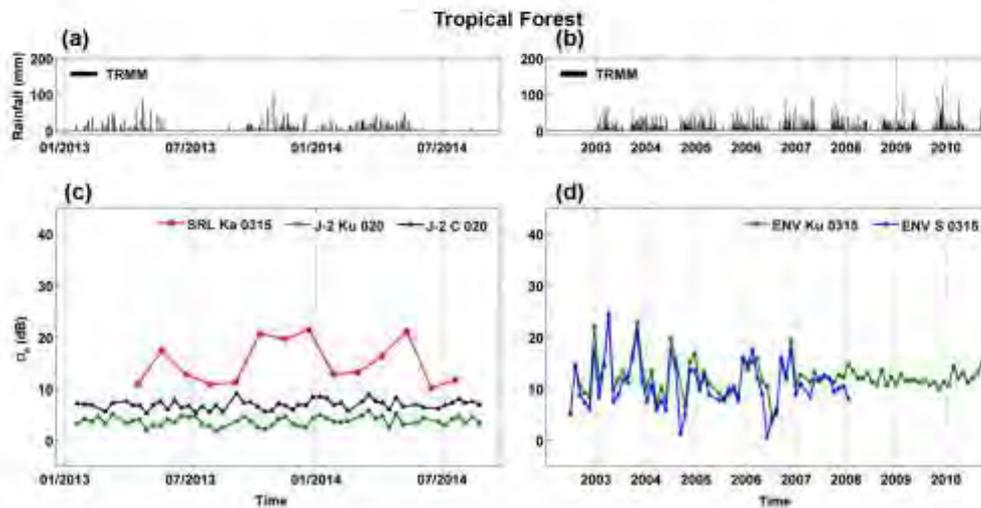


Fig. 8. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites, (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0315 (red) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 020 (dark green and black) track between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT 0315 (Ku – dark blue – and S – dark green-bands) track between June 2002 and October 2010 over non flooded evergreen tropical forest. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

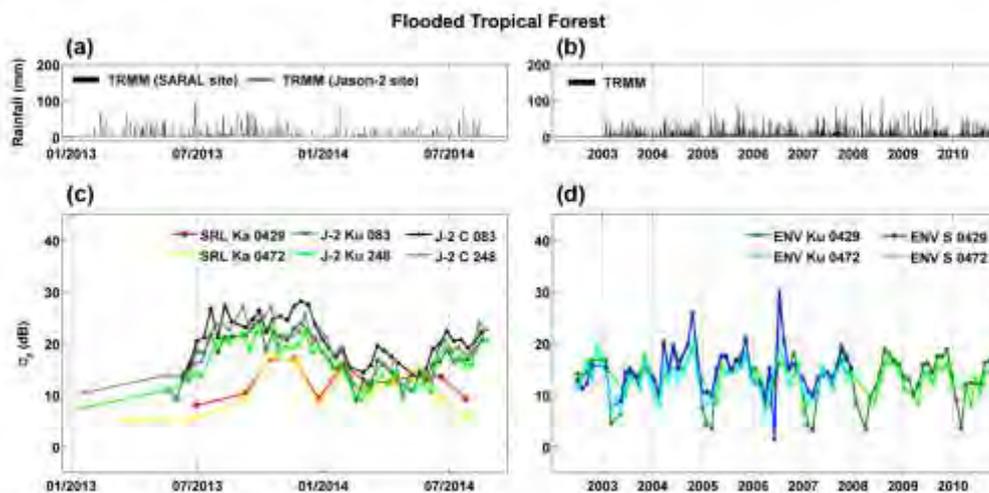


Fig. 9. Time series of daily rainfall (mm) from TRMM 3B423 v7 at (a) SARAL (black) and Jason-2 (gray) sites; (b) ENVISAT site (black). Time-series of backscattering coefficient (dB) for (c) SARAL (Ka-band) 0429 (red) and 0472 (yellow) tracks and Jason-2 (Ku and C-bands) 083 (dark green and black) and 248 (light green and gray) tracks between February 2013 and August 2014 and, (d) ENVISAT (Ku and S-bands) 0429 (dark green and dark blue) and 0472 (light green and light blue) tracks between June 2002 and October 2010 over temporarily flooded evergreen tropical forest. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.psc.2015.03.001>

occurring in November–December, a secondary maximum in April–May, and minimums in February–March, and between June and August depending on the locations of the study sites (Fig. 9). The time variations are well correlated to the hydrological regime of the Congo River and its tributaries in the Cuvette Centrale and associated flooding patterns (e.g., Bebbeber et al., 2014). Minimums recorded in summer occur earlier (June) in the Jason-2 subsite than in the ENVISAT/SARAL one (August) due to its location in the upstream part of the basin. The amplitude of the variations during the floods is around 10 dB for each frequency band, and the minimums of backscattering are similar to the ones observed for non flooded tropical evergreen forest.

4.2. Spatio-temporal variations of backscattering along the meridian transects

The latitudinal variations of the backscattering coefficient over the Niger inner delta between 13° and 17°N are represented as a function of time at Ka-band for SARAL track 0474 (Fig. 10a) and at C- and Ku-bands for Jason-2 track 046 between February 2013 and January 2014 time-period (Fig. 11a and b) and at Ku- and S-bands for ENVISAT track 0474, between June 2002 and October 2010 at Ku-band (Fig. 10b) and between June 2002 and January 2008 at S-band (Fig. 10c). The locations of the altimeter tracks are shown in Fig. 1b.

SARAL/ENVISAT track 0474 crosses, from north to south, the dried since 2000 Lake Faguibine, in northern Mali, between 16.75°N and 16.65°N, and the inundated areas of the Niger inner delta from 15.85°N to 13.10°N. Large variations of backscattering can be observed between the low (October–January) and high (February–September) water periods at Ka (Fig. 10a), Ku (Fig. 10b), and S (Fig. 10c) bands, especially in the central part of the delta between 13.75°N and 15.5°N, where the backscattering

can reach up to 50 dB during the flood peak. The difference of backscattering between Ku and S bands reveals important latitudinal and seasonal variabilities. Differences of 7–15 dB are observed in the north, between 16.5°N and 17°N, larger during the wet than during the dry season. These values correspond to what was observed over Sahelian and Saharo-Sahelian savannahs (Figs. 4 and 5). In the central part of the delta, close to 0 and slightly negative values are observed during the low water period whereas positive values are obtained during high water period. The larger the flood is, the higher the difference of backscattering is.

The spatio-temporal variations at Ku and C bands along Jason-2 track 046 are very similar to the ones at Ku and S bands for ENVISAT track 0474 for the northern part of the transect between 15.5°N and 17°N as the two tracks cross similar landscapes (Fig. 11). Very high σ_0 (>50 dB) values are present between 16.15°N and 16.25°N, corresponding to the Oro Lake. Below 15.5°N, the Jason-2 track crosses landscapes composed of savannahs and sandy dunes. Their σ_0 variations are typical of these types of surface (see Figs. 3–5 and Farras et al., 2015). High values of σ_0 are also observed during the wet season (July to September), likely due to a rain event occurring just before the satellite overflight.

4.3. Time-variations of water levels and backscattering

Changes in σ_0 values were compared to temporal variations of the water levels for two locations in the Inner Niger Delta. Time series of altimetry-based water levels were obtained at the intersections of ENVISAT/SARAL track 0932 and Jason-2 track 046 and the Niger River using MAPS (Frappart et al., in press). Altimetry-based water levels were first validated against records from the Diré (located 10.3 km downstream intersections of ENVISAT/SARAL track 0932 and the Niger River) and the Tonka (located 10.2 km downstream intersections of Jason-2 track 046

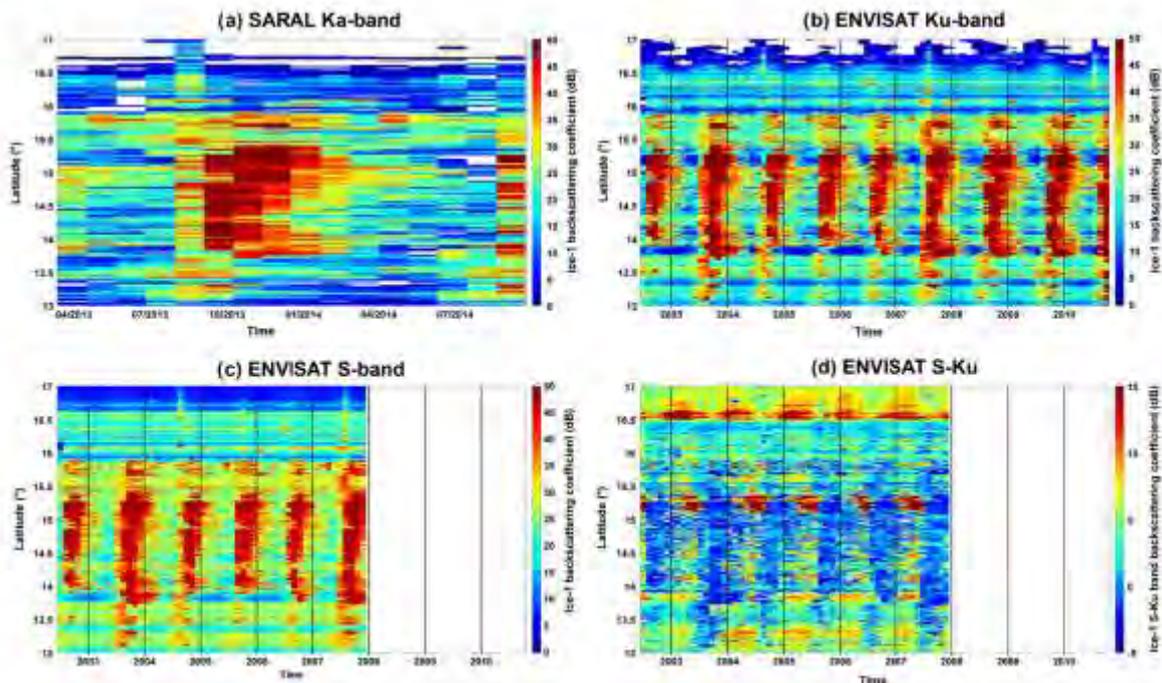


Fig. 10. Time-space diagrams illustrating the variations of backscattering coefficients (dB) from track 0474 at (a) Ka-band from SARAL between February 2013 and August 2014, (b) Ku-band between June 2002 and October 2010, (c) S-band and (d) S-Ku-S from ENVISAT between June 2002 and January 2008.

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <https://doi.org/10.1016/j.jpe.2015.05.001>

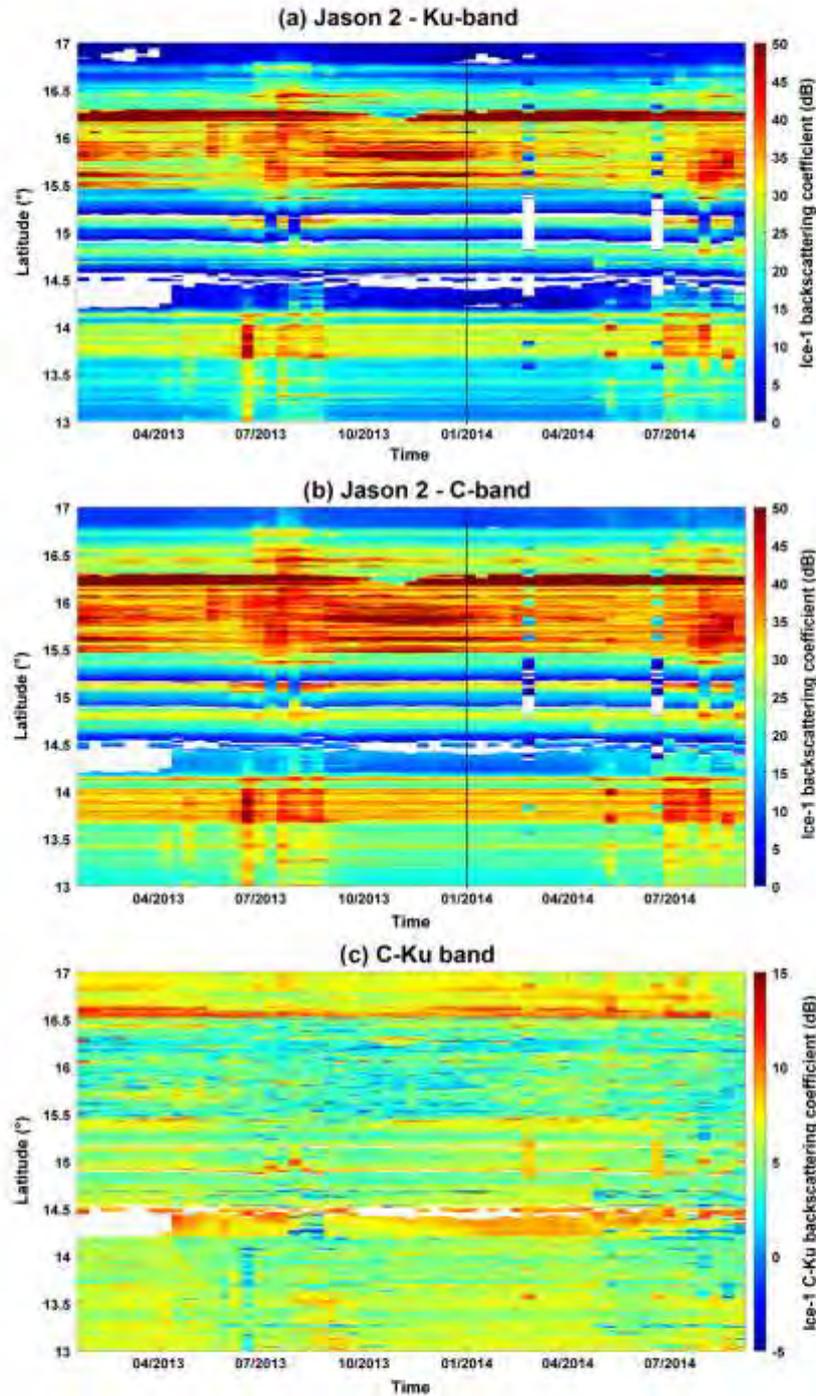


Fig. 11. Time-space diagrams illustrating the variations of backscattering coefficients (dB) from Jason-2 track 046 at (a) Ku-band, (b) C-band between and (c) C-Ku between February 2013 and August 2014.

and the Niger River) *in situ* gauge stations over their common period of availability (i.e., January 2009–October 2010 for ENVISAT, January 2013–August 2014 for SARAL and January 2009–

December 2010 for Jason-2). ENVISAT/SARAL track 0932 crosses the Niger River along 700 m and Jason-2 track 046 crosses the Niger River along 1.5 km. Altimetry-based time series of water

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2015.03.001>

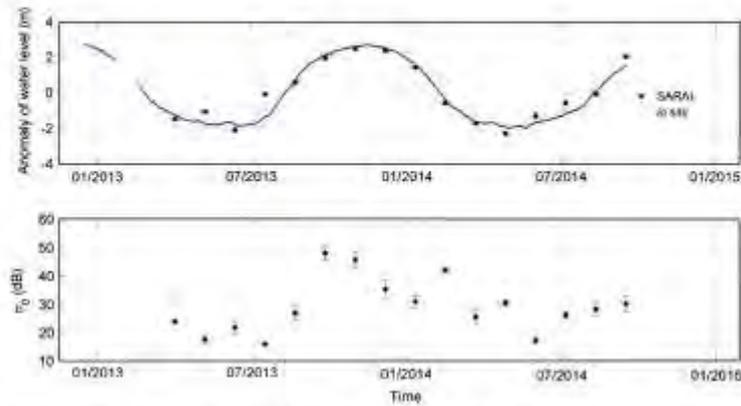


Fig. 12. (a) Time series of water levels based on SARAL data from track 0932 (black circles) and from Diré gauge records (blue dots). (b) Time series of backscattering measurements at Ka-band from SARAL. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

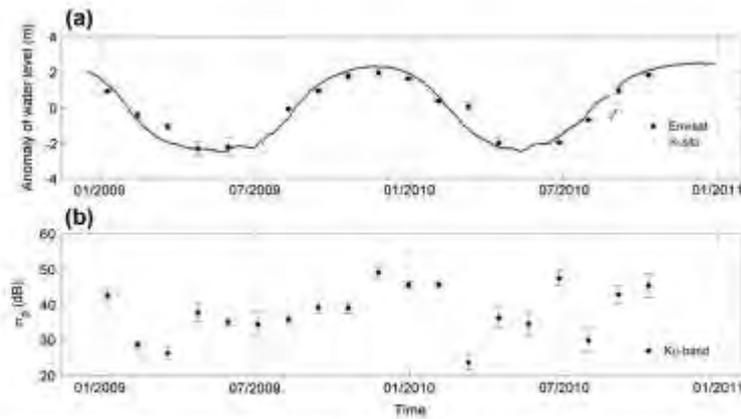


Fig. 13. (a) Time series of water levels based on ENVISAT data from track 0932 (black circles) and from Diré gauge records (blue dots). (b) Time series of backscattering measurements at Ku-band from ENVISAT. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

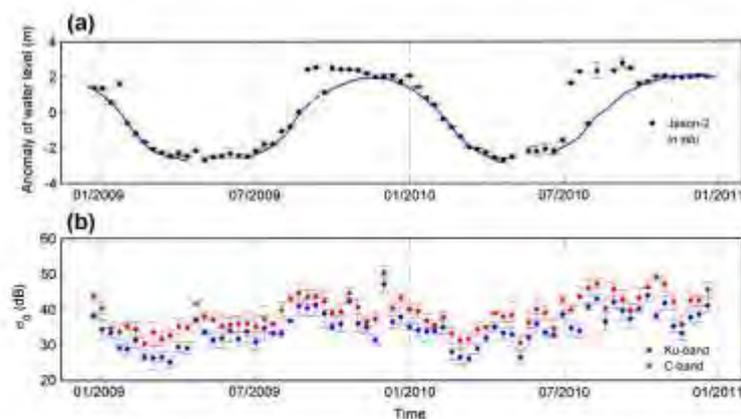


Fig. 14. (a) Time series of water levels based on Jason-2 data from track 046 (black circles) and from Tonka gauge records (blue dots). (b) Time series of backscattering measurements at Ku (blue) and S C (red) bands from Jason-2. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jpe.2015.03.001>

levels exhibit very similar variations to *in situ* gauges records (Figs. 12a, 13a and 14a). Comparisons between both sources present correlations of 0.97, 0.96, 0.90, and RMSE of 0.47, 0.50, 0.82 m using SARAL, ENVISAT, Jason-2 data. Performances of Jason-2 for retrieving water levels are quite lower because the virtual station is located on the Niger mainstem whereas the Tonka tide gauge is located on the tributary flowing from the Oro Lake to the Niger, close to the junction with the Niger River. As a consequence, the high water period is shorter on this tributary than in the mainstem. This explains the lower correlation value and the higher RMSE obtained using Jason-2 data. The time series of backscattering coefficients from SARAL at Ka-band, ENVISAT at Ku-band (S-band data are not valid after January 2008), and Jason-2 at Ku and C bands are presented in Figs. 12b, 13b, and 14b respectively. They exhibit similar patterns of temporal variations as water levels, with higher σ_0 values reaching 45–50 dB during the high water season (Figs. 12b, 13b, and 14b). During the low water season, σ_0 values can decrease to ~25 dB at Ka and Ku bands and ~30 dB at C-band.

5. Discussion

Backscattering coefficients acquired at Ka, Ku, C and S bands present a wide range of spatio-temporal variations over West Africa. They can be related to the spatio-temporal changes in roughness and dielectric constant of the upper soil surface. σ_0 values decrease as the frequency increases (or the wavelength decreases), except over non-flooded evergreen tropical forest at Ka-band. Previous studies demonstrated the capability of Ka-band nadir-looking radars for the detection of targets below the canopy (Nashashibi et al., 2004). It is due to the predominance of soil over vegetation returns for nadir and low incidence angles at Ka-band, especially for a wet soil as in tropical humid forest (Waite and MacDonald, 1971). The amplitude of the variations in backscattering between the dry and the wet seasons increases with the frequency, as previously observed by Fatras et al. (2012, 2015). This is contradictory with experiments showing that the real part of the dielectric constant that is directly related to the reflectivity of the ground decreases with frequency for a given wetness (Hallikainen et al., 1985). This opposite behavior of the Ka-band results from the size of the altimeter footprint that increases as frequency decreases for a given altitude. As the size of the footprint increases, it becomes less and less homogeneous encompassing a mix of surfaces with different SSM, reducing the maximum amplitude of the annual backscattering.

A part of the variability observed in the ENVISAT and SARAL time series is related to the orbit of the satellites. Improvements in the orbit control of ENVISAT satellite permitted to reduce the deviation to the nominal track from 1 km to less than 250 m since April 2007 (Kuisper and Garcia Matamoros, 2007) that account for the reduction of the variability over the different study sites (see its impact of the non flooded evergreen forest in Fig. 8). SARAL did not precisely follow the ENVISAT orbit during its four first cycles (February to July 2013). Deviations of several kilometers from the nominal orbit were found. This is likely to account for a part of the variability observed in northern hemisphere spring and the beginning of summer 2013 over all the sites.

Biases can be observed in the radar echoes in the same frequency band between the ascending and the descending tracks for the same study site (Figs. 2–4). Apart from the differences that can be caused by the time sampling, they are caused by the fact that the surface observed for each track is different as the diameter of the altimeter footprint varies from a few (Ka-band) to several tenths of kilometers (Ku, C and S bands).

Over deserts, the stability of the backscattering response decreases as frequency increases (Figs. 2 and 3 and Tables 2 and 3). These variations are due to changes in surface pattern and roughness caused by the winds according to results from electromagnetic modeling studies (Stephens and Long, 2005, 2007) and were also previously observed over the same sites using radar scatterometry data (Fatras et al., 2015). This effect is smaller over stone deserts that are covered with a thin layer of sand than other sand deserts. If these changes in roughness do not affect radar altimetry backscattering signatures at lower frequency (i.e., higher wavelength) in S, C, and Ku bands, they have a higher impact at Ka-band for wavelength lower than one cm. The differences between C- and Ku-bands using Jason-2 data and between S- and Ku-bands using ENVISAT data are typical of sand desert and can be related to the difference of penetration depths at C- and Ku-bands and S- and Ku-bands over sand dunes and arid regions (Ulaby et al., 1982, 1986) along with different antenna apertures and footprints, the latter depending on the wavelength and the antenna diameter. The differences in antenna apertures and footprints between ENVISAT and Jason-2, along with the different locations of the two sub-sites are responsible for the differences in backscattering at Ku-band between the two altimeters. The small differences between both tracks may be accounted for the different sand dunes pattern below the two satellite path over the integration area, and their variation over time (Stephens and Long, 2005).

Over savannahs, the backscattering coefficients from SARAL are generally well correlated to SSM obtained using passive microwave measurements from SMOS (Table 4). Measurements from one of the track appear less correlated to SSM than the measurements from the other. Two main reasons account for these discrepancies: the changes in the orbit during the four first cycles, the difference in spatial scales and between the two sources of information, and the methodology used for comparisons. Given the large spatio-temporal variability of SSM in semi-arid environments, changes in the scene observed by the satellite cause differences in the radar response, for example when a localized rain event is detected in one source and not in the other, especially when the comparison is performed on a 3-day time-window. Diminishing the length of the time-window permits to increase the *R* value up to 0.98 at the expense of reducing the number of comparisons down to 6.

Radar waves are less affected by the vegetation cover at lower frequencies (C and S for Jason-2 and ENVISAT respectively) than at higher frequency (Ku) even in nadir-looking configuration (Tables 4 and 5). Nevertheless, the highest correlations were obtained at Ka-band for Soudano-Sahelian (*R* = 0.88 for SARAL track 0001) and Soudanian (*R* = 0.84 for SARAL track 0388) savannah sites. This is in good agreement with previous studies showing the capability of nadir-looking radars for detecting surface responses below vegetation (Waite and MacDonald, 1971; Nashashibi et al., 2004).

Over Sahelian savannahs, similar results are obtained when comparing Ku- and S-bands to SSM, whereas a much better

Table 5
Correlation coefficients (*R*) and significance threshold at 95% (*p*) between radar altimetry backscattering coefficients and Surface Soil Moisture (SSM) over the savannah sites. The number of observations is also indicated (Nb).

Savannah sites	Track	Jason-2 (Ku)		Jason-2 (C)	
		<i>R</i> (<i>p</i>)	Nb	<i>R</i> (<i>p</i>)	Nb
Sahelian	161	0.76 (<0.001)	54	0.69 (<0.001)	54
	046	0.48 (<0.001)	51	0.58 (<0.001)	52
Soudano-Sahelian	161	0.43 (0.002)	52	0.47 (<0.001)	52
	161	0.67 (<0.001)	52	0.68 (<0.001)	52

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015). <https://doi.org/10.1016/j.jpe.2015.05.001>

agreement was found between σ_0 at Ku-band and in-situ measurements than at S-band (Farrás et al., 2012). Due to the difference in footprint size at Ku- and S-bands, σ_0 at Ku-band are more correlated to local measurements whereas σ_0 at S-band are more correlated to regional estimates of SSM.

Radar responses at Ku-, C- and S-bands are stable over non flooded tropical forests. If the EM wave can penetrate the dense canopy cover, the backscattered power is not sufficient to go through the canopy a second time (Fig. 8). Signals received by the altimeter are the ones scattered on the canopy surface at Ku-band or affected by multiple scattering in the vegetation caused by the leaves, branches and trunks and by also volume scattering at C- and S-bands (Ulaby et al., 1986). The almost constant $\sigma_0 \sim 7$ dB observed in the Jason-2 time series corresponds to the saturation level at C-band due to volume scattering (e.g., Frison and Mougin, 1996a,b). At higher frequency as in Ka-band, the attenuation of the electro-magnetic waves by the foliage is larger. But at nadir incidence, previous studies showed that millimeter electro-magnetic waves were able to penetrate underneath foliage-cover, even for dense canopy cover (Waite and MacDonald, 1971; Nashashibi et al., 2004). As a consequence, higher σ_0 response is observed during the wet season over non-flooded (Fig. 8) tropical evergreen forests as the dielectric constant and so the ground reflectivity is increasing with the water content (Hallikainen et al., 1985). Similarly, the presence of water below the canopy during the flood in temporarily flooded tropical evergreen forests causes a huge change of the ground reflectivity. An increase of the σ_0 in all the bands during the flood season (Fig. 9) showing the capability of radar altimetry to detect water under the canopy, and accounting for the monitoring of water levels in forested wetlands temporarily or permanently inundated reported in previous studies (e.g., Frappart et al., 2008, 2011; Santos da Silva et al., 2010, 2012).

In the Inner Niger Delta, temporal variations of the backscattering coefficients are related to the flood regime over temporarily inundated areas and to SSM over non-inundated areas (Figs. 10 and 11). Variations in σ_0 greater than 25 dB were found between high and low water periods in the inundated areas (Figs. 10 and 11) and over the Niger River (Figs. 12b, 13b, and 14b). Considering the differences between frequency (C and Ku with Jason-2 and S and Ku with ENVISAT), it also appears that bare and dry soils exhibit higher backscattering responses (>3 dB) than inundated areas and wet soils and/or covered with vegetation as previously observed (Farrás et al., 2015).

6. Conclusion

Altimetry radar signatures from SARAL (Ka-band), Jason-2 (Ku and C-bands), and ENVISAT (Ku and S-bands) were analyzed over West Africa. The altimeter backscattered responses at Ka-, Ku-, C- and S-bands exhibit a wide range of spatial and temporal variations over this region. Radar altimetry backscattering coefficients vary from 0 dB to 50 dB over the various land surfaces present along the West African bioclimatic gradient. The backscattered energy by each surface can be related to its soil roughness and soil dielectric constant and their variations against time. Over land surfaces with bio-physical properties not varying against time, as stone and sand deserts and non-inundated evergreen tropical forests, radar altimeters exhibit quite stable responses. The higher frequencies (Ku and Ka) are yet more affected by changes in roughness caused by the wind regime over deserts. Besides, Ka-band demonstrates a strong sensitivity to moisture variations underneath the canopy of tropical evergreen forest. Over savannahs, radar altimetry confirms its strong potential for the monitoring of SSM in semi-arid areas already demonstrated by Farrás et al.

(2012). Differences in frequency C–Ku and S–Ku are likely to make easier the distinction between wet and dry soils and/or bare soil and vegetation areas. Backscattering coefficients also provide very useful information for detecting inundated areas in the altimeter groundtracks that could be used to identify altimetry echoes corresponding to a lake, a river or a wetland surface.

If the use of radar altimetry for the monitoring of land surfaces currently suffers from its low spatial and temporal resolutions, the launch of the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission in 2020 will permit to overcome the limitations. Using the SAR interferometry technique at near nadir incidences, SWOT will provide backscattering coefficients in a swath of ~120 km with a spatial resolution of 100 m over land.

Conflict of interest

There is no conflict of interest.

Acknowledgements

C. Farrás is supported by a CNES/ONERA PhD grant. This work was supported by the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, <http://www.insu.cnrs.fr/actions-sar-projets/pnts-programme-national-de-teledetection-spatiale>), grant n° PNTS-2012-03. We thank two anonymous Reviewers for their helpful comments that helped us in improving the quality of this study.

References

Alauz F., Moutin E., de Rosnay P., Thioulouse J., Lavenu F., Chignereux J., 2007. Surface and moisture estimation over the ARMA Sahelian site in Mali using ENVISAT ASAR data. Remote Sens. Environ. 109, 473–481.

Bain F., Mougin E., de Rosnay P., Hironaka F., Frappart F., Froissard L., Zebbi M., Vignere J., 2011. Mapping surface soil moisture over the Guiana mountain site (Mali) by using ENVISAT ASAR data. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15 (2), 603–616.

Bestander J., Vignere J., Frappart F., Baghdadi N., Brune G., Bantwalanku J., 2014. Mapping of Central Africa forested wetlands using remote sensing. IEEE J. Sel. Top. Earth Observ. Remote Sens. 7 (2), 331–342.

Birkett C.M., 1995. The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. J. Geophys. Res. 100 (C12), 25179–25204.

Birkett, C.M., 1998. Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. Water Resour. Res. 34 (5), 1223–1239.

Bramer, S.M.S., Berry, P.A.M., 2010. Soil surface moisture from Envisat RA-2: from modelling towards implementation. In: Mertikas, S.P. (Ed.), Gravity, Geoid and Earth Observation. IAG Commission 2: Gravity Field, Chania, Part III, Crete, Greece, 23–27 June 2008, pp. 205–212.

Cabrera, J.-F., Jelonek W., Calman S., Kozlov A., Vuglinski V., Birge-Nguyen M., Gensens M., C. Soto F., Abacha Odi Rio R., Cavazos A., Matamorados V., 2011. SOKS: a lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data. Adv. Space Res. 47 (9), 1497–1507.

Cudlip, W., Ridley, J.K., Strawbridge, F., Harris, A., Rapley, C.G., 1994. Detecting surface roughness and moisture variations in deserts. In: Proc. 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg 1993, ESA SP-361, pp. 849–853.

Farrás C., Frappart F., Mougin E., Crippa M., Hironaka P., 2012. Scattering surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. Remote Sens. Environ. 123 (1), 498–502.

Farrás, C., Frappart F., Mougin E., Frison P.-L., Faly G., Boidenot, P., Joutin L., 2015. Backscattering efficiency and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-band over West Africa. Remote Sens. Environ. 159, 117–133.

Frappart F., Seyler F., Martinez J.M., Leblond J.G., Cazeneuve A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. Remote Sens. Environ. 99 (4), 387–399.

Frappart, F., Calman S., Cazenave M., Seyler F., Gutzavere, A., 2006a. Preliminary results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin. Remote Sens. Environ. 100 (2), 252–264.

Frappart, F., Du Minh K., L'Hermite, J., Cazeneuve, A., Jamillien, G., Le Traou, S., Mignard-Campbell, N., 2006b. Water volume change in the lower Mekong basin from satellite altimetry and imagery data. Geophys. Res. Lett. 167 (2), 570–584.

Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J.S., Frigon F., Rowson W.B., Segler, F., 2008. Inter-annual variations of river water storage from a multiple satellite approach: a case study for the Rio Negro River basin. J. Geophys. Res. 113, D21104.

Frappart F., Papa F., Gutzavere, A., Wertz S., Santos da Silva J., Tomazella, J., Seyler F., Frigon, C., Rowson, W.B., Calman, S., Bonnet, M.-F., 2011. Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. Remote Sens. Environ. 115 (4), 1389–1394.

Please cite this article in press as: Frappart, F., et al. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. J. Phys. Chem. Earth (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jpe.2015.05.001>

2. Comparaison des niveaux de rétrodiffusion sur des sols et des surfaces en eau en bandes Ka

La discrimination des surfaces en eau par rapport aux sols environnants est une des problématiques majeures pour l'altimétrie qu'elle soit LRM, SAR ou SAR interférométrique comme dans le cas de la mission SWOT. Le contraste entre les coefficients de rétrodiffusion sur sol et sur eau en bande Ka au nadir revête ainsi un intérêt particulier. Dans cette optique, afin d'apporter un complément à l'étude de la rétrodiffusion altimétrique sur surface continentale solide réalisée dans la première section de ce chapitre, nous avons voulu prendre quelques exemples de rétrodiffusion sur des surfaces en eau continentales (en opposition aux eaux océaniques). Je me suis ainsi focalisé sur la bande Ka, et nous avons comparé les rétrodiffusions sur les lacs avec les rétrodiffusions en saisons sèches et humides sur les sites d'étude considérés. Compte tenu des contraintes inhérentes aux différentes orbites, il a fallu choisir des surfaces en eau suffisamment grandes pour avoir des coefficients de rétrodiffusion les moins « contaminés » possibles par les surfaces terrestres. C'est pourquoi le choix s'est porté sur trois lacs majeurs d'Afrique : les lacs Volta, Kainji et Victoria. Seuls les coefficients de rétrodiffusion Ice-1 en bandes Ku et Ka sont considérés, pour les trois altimètres spatiaux ENVISAT RA-2 (bande Ku), Jason-2 (Ku) et AltiKa (bande Ka).

2.1. Rétrodiffusion altimétriques sur des surfaces en eau continentales

2.1.1. Méthodologie appliquée sur des lacs

Pour les deux lacs considérés, plusieurs orbites peuvent être utilisées afin d'étudier la rétrodiffusion des altimètres spatiaux (Figure 87 et Figure 88). La première étape consiste à sélectionner les orbites croisant la surface des lacs concernés. Une fois les orbites sélectionnées, il faut choisir pour chacune d'elle les coordonnées des sites de référence (stations virtuelles), qui permettront de sélectionner les coefficients de rétrodiffusion les plus proches. Afin d'obtenir des données correspondant le plus possible à des surfaces en eau, c'est-à-dire les plus éloignées possible des berges, nous avons affiché les orbites dans Google Earth, et représenté au sol les taches de mesure à -3 dB circulaires par des octogones, afin d'avoir une représentation des zones possiblement observées par les mesures sélectionnées. Une fois ces stations virtuelles choisies, les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion Ice-1 et de l'altitude des lacs pour la période juillet 2002 - novembre 2014 sont extraites pour les trois satellites altimétriques, successivement pour ENVISAT RA-2 (juillet 2007 – novembre 2010), Jason-2 (juillet 2008 - novembre 2014) et AltiKa (février 2013 – novembre 2014).

2.1.2. Présentations des trois lacs d'étude

2.1.2.1. Le lac Volta

Le lac Volta est un lac de retenue du fleuve Volta, au Ghana. Il couvre une superficie de 8 502 km² et débute au nord au niveau de la ville de Yapei jusqu'au barrage d'Akosombo situé à plus de 550 km au sud. Il est traversé par le méridien de Greenwich. Il s'agit du plus grand lac artificiel au monde (550 km de long). Les orbites choisies pour nos études sont les orbites 917 et 588 pour ENVISAT/SARAL, et 46 pour Jason-2 (voir Figure 87).

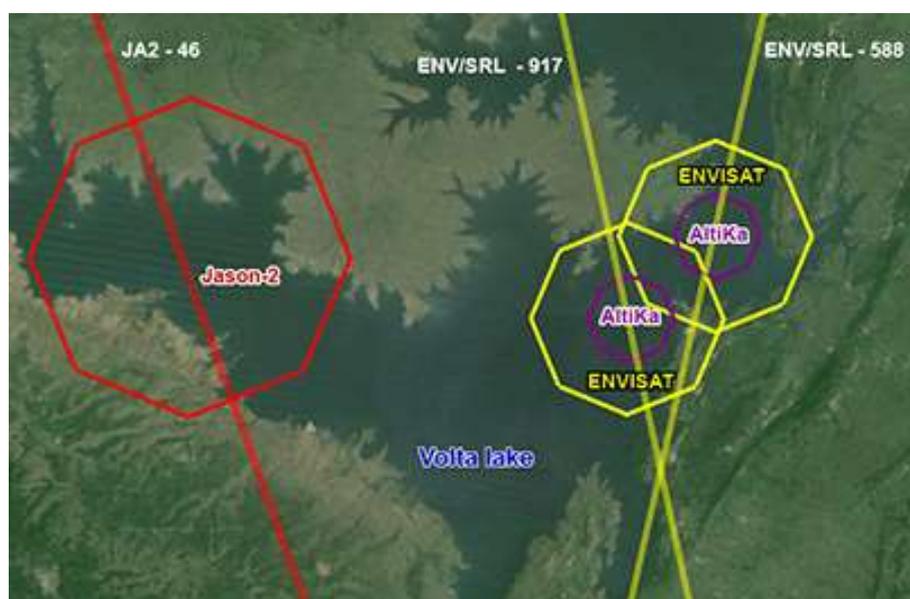


Figure 87 – Site du lac Volta. Les orbites ENVISAT/SARAL sont représentées en jaune, et les orbites Jason-2 en rouge. Les taches de mesure à -3 dB sont représentées par des octogones pour les trois satellites autour des trois stations virtuelles, en jaune pour ENVISAT RA-2, rouge pour Jason-2 et violet pour AltiKa.

Tableau 14 – Localisation des stations virtuelles de mesure sur le lac Volta.

Orbite	ENVISAT/SARAL 588	ENVISAT/SARAL 917	Jason-2 46
Latitude (°N)	6.68	6.61	6.66
Longitude (°E)	0.19	0.12	-0.26

2.1.2.2. Le lac Victoria

Le lac Victoria est le plus grand lac d'Afrique, avec une superficie de 68 100 km². Il est situé en Afrique de l'est, à la frontière entre le Kenya au nord-ouest, l'Ouganda au nord et la Tanzanie au sud. Situé au cœur du rift est africain, il est la source du Nil Blanc, le plus long affluent du Nil. Il s'étend au niveau de l'équateur sur une longueur de 337 km pour 240 km de large, à une altitude moyenne de 1133 m. Compte tenu de sa taille conséquente, la

présence de vagues est inévitable, et risque de diminuer la rétrodiffusion observée par rapport au lac Volta. Compte tenu de sa taille, plusieurs orbites sont disponibles. Celles retenues (voir Figure 88) sont au nombre de six : orbites 027, 070, 528, 571 et 986 de ENVISAT/SARAL, et orbite 120 de Jason-2 (voir Tableau 15).

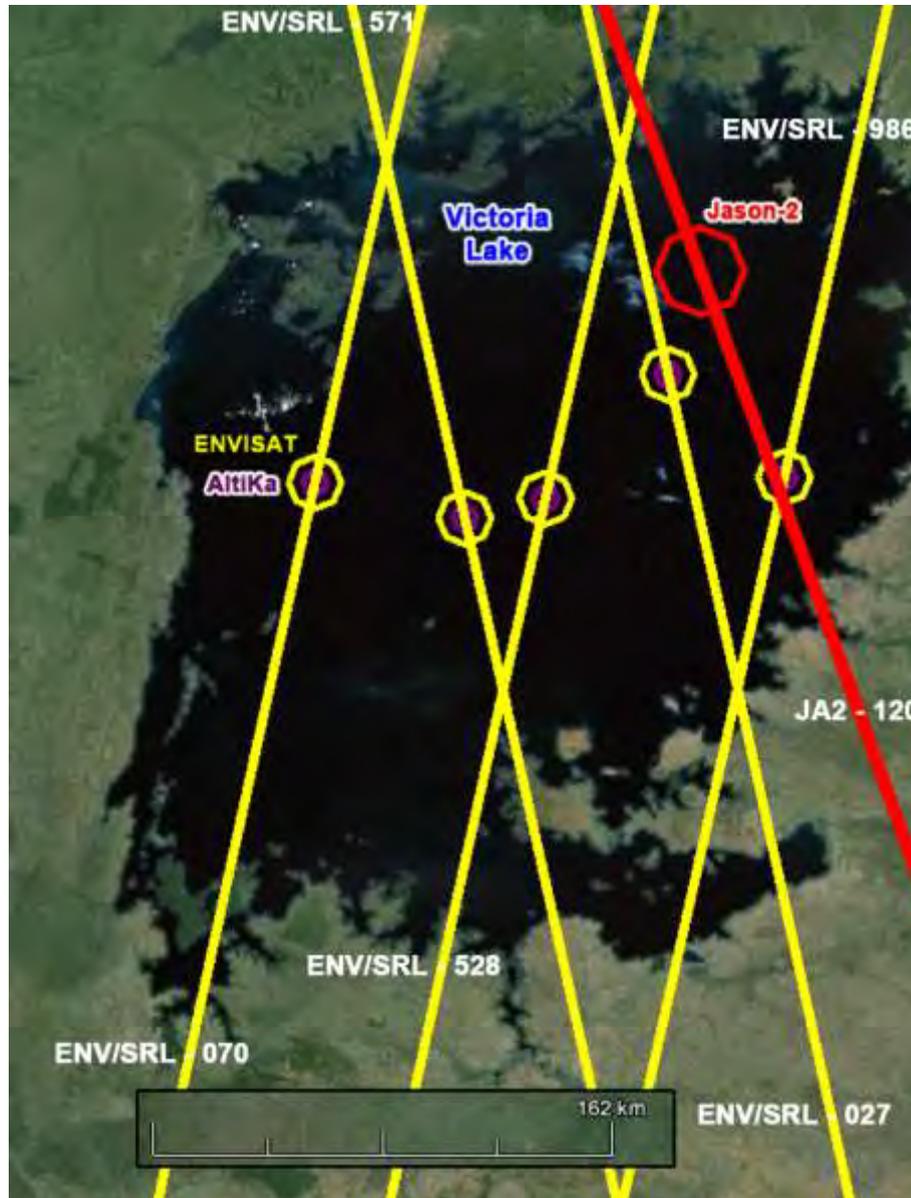


Figure 88 - Site du lac Victoria. Les orbites ENVISAT/SARAL sont représentées en jaune, et les orbites Jason-2 en rouge. Les tache de mesure à 3dB sont représentés pour les trois satellites autour des trois stations virtuelles, en jaune pour ENVISAT RA-2, rouge pour Jason-2 et Violet pour AltiKa.

Tableau 15– Localisation des stations virtuelles de mesure sur le lac Victoria.

Orbite	ENV/SRL 027	ENV/SRL 070	ENV/SRL 528	ENV/SRL 571	ENV/SRL 986	Jason-2 120
Latitude (°)	-0.70	-1.04	-1.08	-1.15	-1.02	-0.25
Longitude (°)	33.34	32.26	32.97	32.72	33.70	27.31

2.1.3. Variations des coefficients de rétrodiffusion et des niveaux d'eau

2.1.3.1. Séries temporelles sur le lac Volta

Les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion et des altitudes estimées de la surface en eau du lac Volta sont affichées sur la Figure 89 pour les trois altimètres ENVISAT RA-2, Jason-2 et AltiKa. La série temporelle de coefficient de rétrodiffusion présente des signaux erratiques pour les trois satellites. On peut remarquer une hausse du coefficient de rétrodiffusion en fin d'année (octobre-décembre), liée à la saison où le lac est à son plus haut niveau annuel (voir Figure 89b), suite aux précipitations de la saison des pluies. Remarquons également que l'estimation de la hauteur d'eau est cohérente d'une mission à l'autre, compte tenu de la bonne superposition des altitudes estimées pendant les périodes de recouvrement.

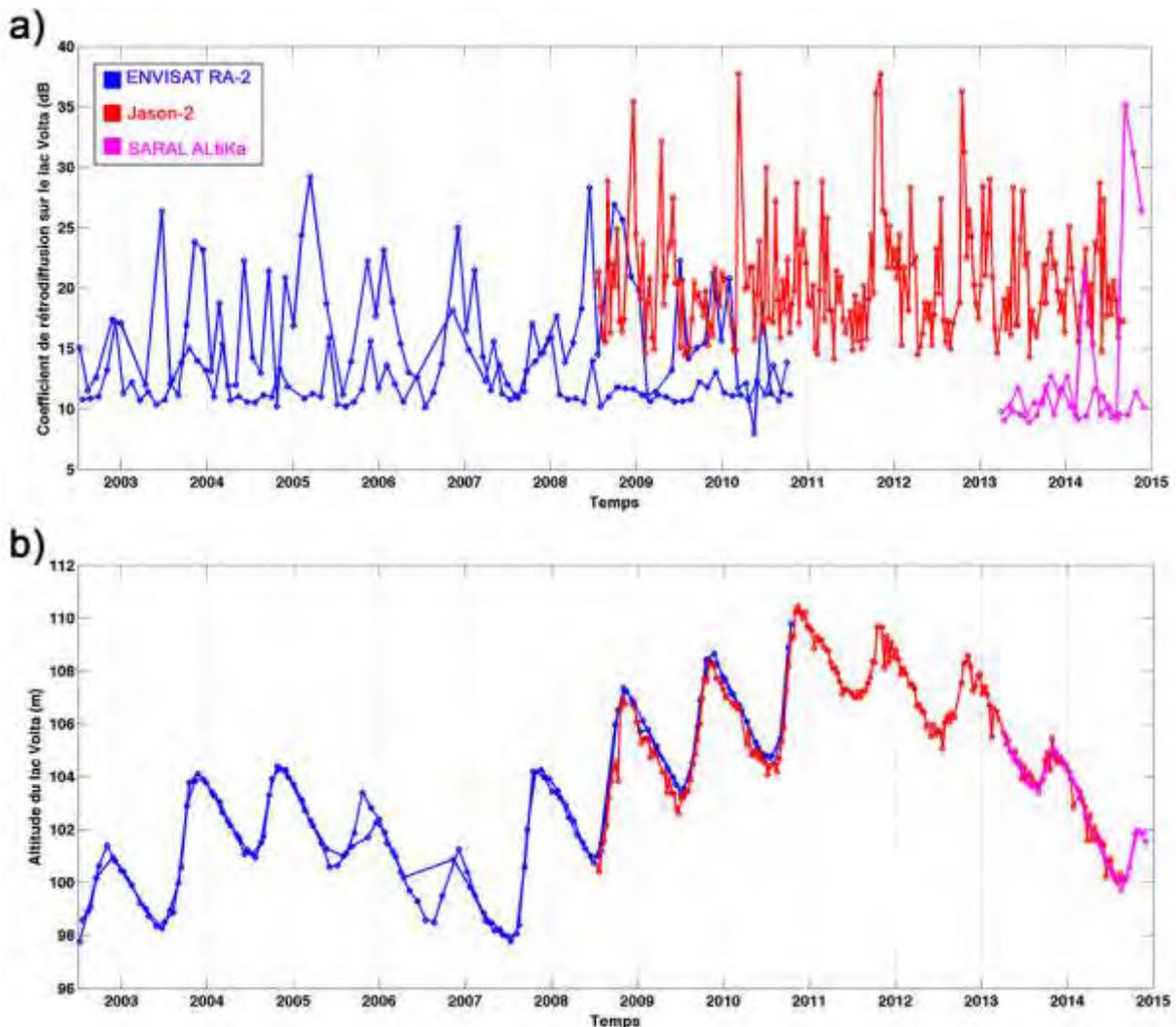


Figure 89 – Séries temporelles sur le lac Volta. a) Coefficient de rétrodiffusion d'ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta). b) Altitude de la surface en eau estimée par ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta).

2.1.3.2. Séries temporelles sur le lac Victoria

Les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion et des altitudes estimées de la surface en eau du lac Victoria sont affichées sur la Figure 90 pour les trois altimètres ENVISAT RA-2, Jason-2 et AltiKa. Les séries temporelles de rétrodiffusion montrent des signaux oscillant autour de ~10 dB pour ENVISAT RA-2, ~15 dB pour Jason-2 et ~10 dB pour AltiKa, avec pour les trois missions des pics ponctuels de rétrodiffusion. Le niveau du lac Victoria a peu varié sur l'ensemble de la période d'observation. Les biais observés d'altitude (de l'ordre de 2 m) entre les séries temporelles en provenance de différentes orbites proviennent très probablement de l'ellipsoïde de référence, qui induit de légères erreurs sur les altitudes déterminées (les altitudes ici ne sont pas corrigées du géoïde).

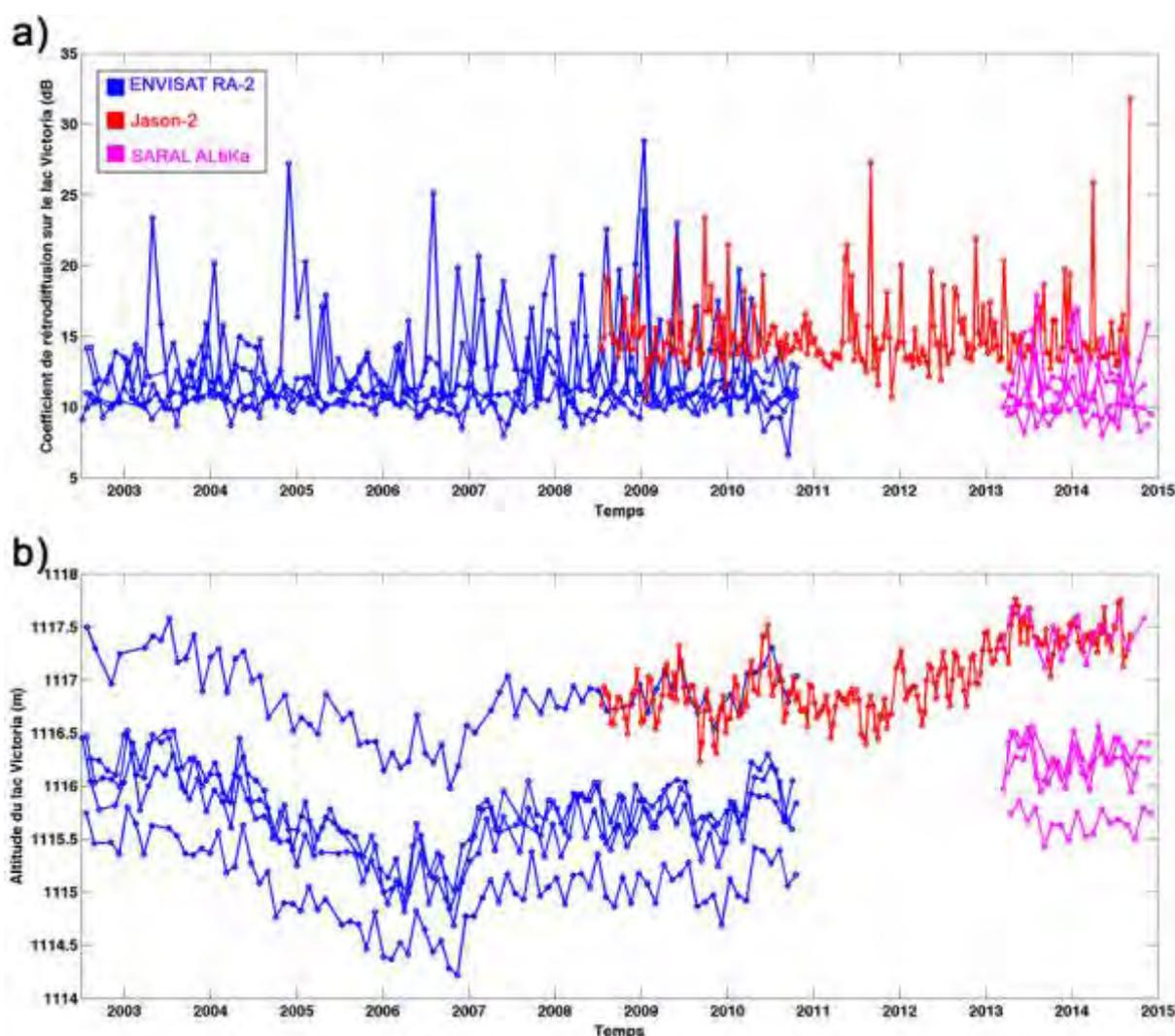


Figure 90 - Séries temporelles sur le lac Victoria. a) Coefficient de rétrodiffusion d'ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta). b) Altitude de la surface en eau estimée par ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta).

2.1.3.3. Synthèse sur la rétrodiffusion altimétrique sur les trois lacs d'étude

L'ensemble des statistiques réalisées sur les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion sur les trois lacs d'étude est présenté dans le Tableau 16.

Tableau 16 – Statistiques sur les mesures de coefficient de rétrodiffusion altimétriques satellitaires au-dessus des lacs Volta et Victoria. Sont aussi indiqués les altitudes des surfaces en eau estimées, ainsi que leur écart-type.

		Latitude de référence	Moyenne sigma0 (dB)	Écart-type sigma0 (dB)	Minimum sigma0 (dB)	Maximal sigma0 (dB)	Moyenne SSH (m)	Écart-type SSH (m)
ENV 588	Lac Volta	6.68°	12.49	1.92	10.2	18.16	102.6	2.81
ENV 917		6.61°	19.65	4.14	8	29.22	102.5	2.88
JA2 46		6.66°	24.34	5.77	14.12	37.72	105.7	2.45
SRL 588		6.68°	10.18	0.95	8.87	11.83	102.8	1.75
SRL 917		6.61°	24.97	5.64	9.21	35.19	103.1	1.81
ENV 027	Lac Victoria	-0.70	14.39	4.25	9.27	25.14	1115.8	0.36
ENV 070		-1.04	11.23	2.58	6.62	19.71	1116.8	0.34
ENV 528		-1.08	12.59	4.29	7.94	23.91	1115.6	0.35
ENV 571		-1.15	16.19	5.32	10.23	28.79	1115.8	0.35
ENV 986		-1.02	11.70	1.88	8.66	17.55	1115	0.35
JA2 120		-0.248	16.59	5.33	10.65	31.81	1117	0.32
SRL 027		-0.70	10.35	1.29	8	13.42	1116.2	0.17
SRL 070		-1.04	13.34	2.27	10	17.93	1117.4	0.18
SRL 528		-1.08	12.51	1.78	9.63	15.88	1116.2	0.17
SRL 571		-1.15	11.25	2.44	8.18	16.72	1116.4	0.14
SRL 986		-1.02	10.29	1.29	8.73	13.89	1115.7	0.12

Ces statistiques sur les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion sont représentées dans la Figure 91, en séparant les données des trois satellites et des trois lacs. Les statistiques sur le lac Volta montrent des valeurs moyennes réparties entre 10 dB et 25 dB environ pour les trois missions altimétriques. On peut également remarquer que les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion sur le lac Victoria sont relativement homogènes d'une mission à l'autre. La présence de vagues à la surface du lac est probablement responsable des niveaux de rétrodiffusion plus faibles que ceux obtenus sur les deux autres lacs.

De façon globale, les écarts-type pour la mission AltiKa semblent être plus faibles que ceux des missions ENVISAT RA-2 et Jason-2. Ceci peut être dû à la tache au sol plus petite, et donc reflétant une surface plus homogène.

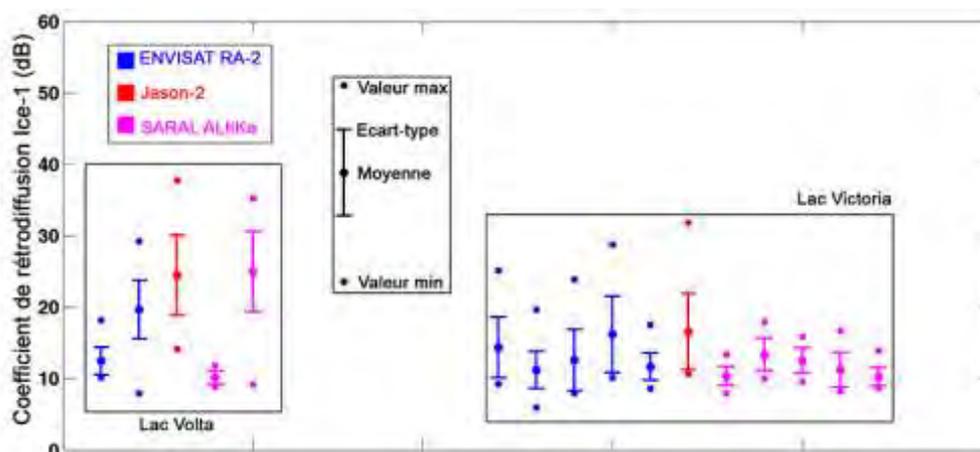


Figure 91 – Statistiques sur les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion pour les trois missions ENVISAT RA-2, Jason-2 et AltiKa, pour les trois lacs Volta, Kainji et Victoria.

Hormis pour le lac Victoria, qui est un cas à part à cause de la très probable présence de vagues qui peut diminuer la rétrodiffusion, les niveaux moyens de rétrodiffusion en bande Ka avec AltiKa sont soit en-deçà de la plage couverte par les mesures faites en laboratoire à Luminy (voir Chapitre III), soit au-dessus. Ceci peut être dû à deux phénomènes qui se conjuguent. Certaines mesures peuvent contenir des terres émergées et donc atténuer les signaux. Il est également fortement possible que les niveaux observés soient dus à la partie cohérente du signal électromagnétique réfléchi, qui peut être importante au nadir en bande Ka. Toutefois, relativisons ces écarts et remarquons que les écart-types autour des valeurs moyennes permettent d'être ou de se rapprocher des plages de valeurs mesurées en laboratoire.

2.2. Rétrodiffusion altimétrique sur surface solide en bande Ka

Dans cette section, nous allons essentiellement calculer des statistiques à partir des séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion présentées dans la première section de ce chapitre (Frappart et al, 2015).

2.2.1. Sites d'études

Les sites d'étude sont les mêmes que ceux présentés dans la section 1 de ce chapitre. Ils couvrent des sites présentant des coefficients de rétrodiffusion quasi-constants (déserts, forêt tropicale non inondée), ainsi que des sites présentant de fortes variations du coefficient de rétrodiffusion selon que l'on soit en saison sèche ou en saison humide. Un soin particulier a été apporté, pour les zones de savanes, sur la différenciation des coefficients de rétrodiffusion entre les saisons sèches et humides, afin de rendre compte de l'impact de la variation d'humidité du sol sur la rétrodiffusion altimétrique.

2.2.2. Variations du coefficient de rétrodiffusion

A partir des séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion, nous avons pu calculer pour les trois missions altimétriques ENVISAT, Jason-2 et AltiKa les valeurs moyennes et les écart-types des séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion. Pour les sites invariants dans le temps, à savoir le site de désert de pierre, le site de désert de sable et le site de forêt tropicale non inondée, les résultats sont présentés dans le Tableau 17. Les données sur le site de désert de pierre pour la trace 386 d’AltiKa sont manquantes, d’où l’absence de statistiques.

Tableau 17 – Statistiques sur les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion Ice-1 altimétrique pour les bandes Ku et Ka pour les sites invariants.

Site	AltiKa (Ka)			Envisat (Ku)			Jason-2 (Ku)		
	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy(d B)	Std (dB)
Désert de pierre	386	NaN	NaN	386	21.17	0.65	7	19.25	0.53
	743	9.05	1.46	743	21.70	0.84	120	19.06	0.40
Désert de sable	143	4.90	1.65	143	9.64	1.39	172	14.54	0.65
	616	4.27	1.12	616	9.77	1.18	211	17.15	0.49
Forêt tropicale (non inondée)	315	16.93	2.94	315	13.93	3.79	20	3.77	0.80

Les savanes sahéliennes, largement étudiées dans notre étude, sont affectées par l’alternance d’une saison sèche et d’une saison humide. Ces deux périodes présentent des coefficients de rétrodiffusion différents. Le Tableau 18 présente les statistiques en saison sèches, quand le

Tableau 19 présente les statistiques en saison humide. Le faible nombre de cycles à notre disposition (18) fait que certaines statistiques AltiKa sur les savanes soudaniennes en saison sèche ne sont pas disponibles.

Il apparaît assez clairement que le coefficient de rétrodiffusion moyen est plus élevé en saison humide qu’en saison sèche, présentant un écart entre les deux saisons pouvant aller jusqu’à 20 dB en bande Ka pour le site soudano-sahélien. La Figure 92 illustre ce comportement en représentant les statistiques pour tous les sites, en séparant saisons sèches et humides, pour les données en provenance de la mission AltiKa.

Tableau 18 - Statistiques sur les séries temporelles de coefficients de rétrodiffusion Ice-1 altimétriques en bandes Ku et Ka sur les zones de savane en saison sèche.

Site	AltiKa (Ka)			Envisat (Ku)			Jason-2 (Ku)		
	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy(d B)	Std (dB)
Savanne Saharo-sahélienne	16	-0.91	0.51	16	0.09	0.50	46	3.60	0.60
	545	-1.07	0.14	545	0.10	0.57	85	3.62	0.61
Savanne sahélienne	459	15.33	1.34	459	24.34	0.80	161	21.14	1.02
	846	14.35	1.12	846	23.69	0.99			
Savanne soudano-sahélienne	1	5.88	0.77	1	15.78	0.67	46	16.63	0.25
	846	5.57	0.55	846	16.85	0.70	161	16.58	0.37
Savanne soudanienne	87	N/A	N/A	87	19.22	2.53	161	3.96	2.18
	388	N/A	N/A	388	15.96	2.27			

Tableau 19 - Statistiques sur les séries temporelles de coefficients de rétrodiffusion Ice-1 altimétriques en bandes Ku et Ka sur les zones de savane en saison humide.

Site	AltiKa (Ka)			Envisat (Ku)			Jason-2 (Ku)		
	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy (dB)	Std (dB)	Track	Moy(d B)	Std (dB)
Savanne Saharo-sahélienne	16	-1.11	0.36	16	0.72	0.61	46	4.34	0.70
	545	-0.92	0.42	545	0.66	0.65	85	4.31	0.67
Savanne sahélienne	459	24.73	3.92	459	29.61	5.20	161	26.42	4.61
	846	19.29	1.94	846	28.74	4.34			
Savanne soudano-sahélienne	1	14.68	3.71	1	21.08	3.6	46	23.16	4.35
	846	24.18	6.02	846	21.06	3.03	161	20.49	2.38
Savanne soudanienne	87	20.25	1.99	87	21.48	2.69	161	11.79	3.36
	388	18.78	2.31	388	21.75	2.80			

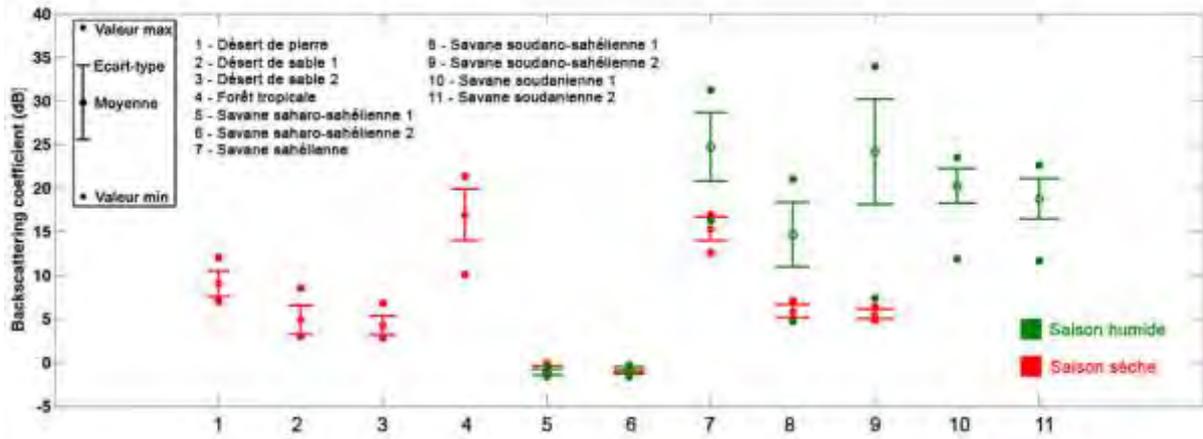


Figure 92 – Statistiques du coefficient de rétrodiffusion en provenance de SARL/Altika, extraits des sites d'étude continentaux.

3. Conclusion du chapitre

La Figure 93 représente l'ensemble des statistiques réalisées dans ce chapitre sur les surfaces en eau, et sur des sols d'Afrique de l'ouest en saison sèche et en saison humide en bande Ka. En plus de ces données, les mesures effectuées en laboratoire, exposées dans le Chapitre III, sont affichées pour comparaison.

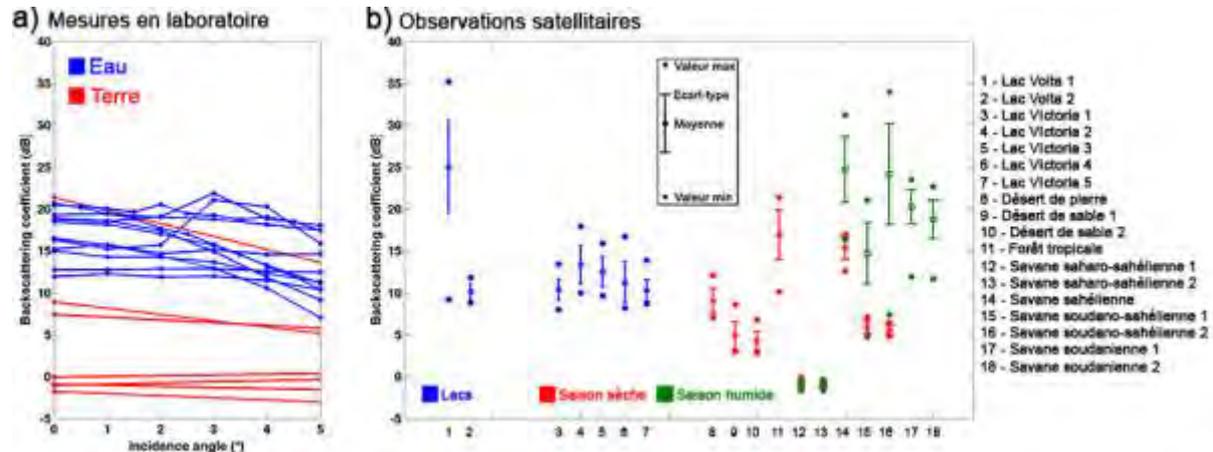


Figure 93 - a) Coefficients de rétrodiffusion en bande Ka mesurés en laboratoire pour l'eau et la terre dans diverses conditions de mesure. b) Observations faites par le satellite AltiKa sur l'Afrique de l'Ouest.

L'humidité du sol impacte fortement la rétrodiffusion altimétrique, ce qui se traduit par des coefficients de rétrodiffusion altimétriques plus élevés en saison humide par rapport à la saison sèche pour les sites de savanes.

Pour les observations satellitaires comme pour les simulations et les mesures en laboratoire, les niveaux de rétrodiffusion des sols et des surfaces en eau ne sont pas forcément distincts. Aussi, une discrimination des surfaces en eau en utilisant pour seul critère la rétrodiffusion radar au nadir n'est donc pas toujours réalisable.

Une étude approfondie de l'impact du champ cohérent au nadir sur la rétrodiffusion est toutefois nécessaire à l'avenir. En effet, les différences de niveaux de rétrodiffusion observées entre les mesures en laboratoire et les observations satellitaires font apparaître des différences qui pourraient être liées au champ cohérent, non pris en compte dans notre protocole expérimental. En effet, le champ cohérent au nadir en bande Ka semble contribuer à des niveaux de rétrodiffusion supérieurs de 10 à 15 dB sur l'eau et les sols dans certains cas par rapport au champ incohérent seul. Une étude de la rétrodiffusion cohérente et incohérente sur les sols pour des angles nadir et proche nadir en bande Ka serait nécessaire pour pouvoir mieux modéliser et appréhender par la suite la rétrodiffusion altimétrique continentale.

Conclusion

Conclusion

L'apport de l'altimétrie continentale pour le suivi de variables hydrologiques telles que l'humidité du sol et l'étendue des plaines d'inondation a été étudié au cours de ma thèse. En particulier, l'accent mis sur le contraste entre coefficients de rétrodiffusion sur sols et surfaces en eau a montré que ces deux familles de rétrodiffusion ne sont pas distinctes l'une de l'autre en bande Ka.

L'étude de la variation des coefficients de rétrodiffusion en provenance d'altimètres en bandes C et Ku (respectivement Jason-2 et ENVISAT RA-2) et de diffusiomètres utilisant les mêmes bandes de fréquence (respectivement ASCAT et QuikSCAT) sur l'Afrique de l'Ouest a montré qu'il existe un lien entre humidité du sol et coefficient de rétrodiffusion. Ce lien se manifeste via une hausse des coefficients de rétrodiffusions durant la saison humide par rapport à la saison sèche de la région semi-aride sahélienne en Afrique de l'Ouest. L'analyse avec des données annexes d'humidité du sol et de précipitations a pu également montrer que le radar nadir (i.e l'altimétrie radar) détecte plus précisément les changements d'humidité du sol par rapport à la diffusiométrie radar à visée latérale. Ceci se manifeste par un retard entre la hausse du coefficient de rétrodiffusion et la hausse de l'humidité du sol pour la diffusiométrie, retard qui n'est pas observé par l'altimétrie radar. Ce décalage temporel est expliqué par le fait que la visée latérale prendrait plus en compte l'humidité dans la végétation que l'humidité du sol par rapport à la visée nadir. Une seconde étude, restreinte à la seule région du Gourma au Mali, a permis de quantifier le lien entre coefficient de rétrodiffusion d'ENVISAT RA-2 et humidité du sol mesurées in-situ. Ceci a permis d'estimer l'humidité du sol sur les zones sableuses du Gourma avec une corrélation moyenne de 0,71 en bande Ku, témoignant ainsi de la possibilité d'utiliser l'altimétrie pour le suivi de l'humidité du sol sur les zones semi-arides. Ces mesures, réalisées en bande S, C et Ku mettent en évidence que l'altimétrie spatiale est utilisable pour le suivi de l'humidité des sols, avec une précision accrue par rapport à la diffusiométrie via son incidence nadir. Des études précédentes ont également utilisé des données altimétriques pour cartographier des plaines d'inondation et des niveaux d'eau de grands fleuves.

La mission d'altimétrie spatiale SWOT, dont la mise sur orbite est prévue pour 2020, a pour mission principale de mieux étudier les ressources en eau continentales, pour une visée proche du nadir. Il devrait couvrir 90% de la surface terrestre en quelques jours, permettant d'augmenter considérablement les résolutions spatiales et temporelles. Toutefois, le radar altimétrique interférométrique KaRIN à bord de SWOT fonctionne en bande Ka, dont la rétrodiffusion sur sol est très peu documentée. Dans le but de mieux comprendre la rétrodiffusion en bande Ka, deux campagnes de mesures radar ont été réalisées, l'une sur des surfaces en eau à rugosité contrôlée à la soufflerie de Luminy à Marseille, l'autre sur un terrain contrôlé en rugosité et humidité du sol à l'IRSTEA de Montpellier.

Ces deux campagnes ont permis de montrer que les niveaux des coefficients de rétrodiffusion mesurés sur eau et sur sol peuvent être comparables dans certaines conditions. Il apparaît également que l'humidité du sol et la rugosité de surface sont des paramètres qui ont un apport combiné en ce qui concerne la rétrodiffusion continentale. La rugosité est un élément crucial sur les sols et se révèle difficile à déterminer avec précision sur surfaces continentales en bande Ka. Il a également été montré que le modèle d'optique géométrique permet de rendre compte de la rétrodiffusion au nadir pour la bande Ka avec un bon accord.

La géométrie optique permettant de rendre compte de la rétrodiffusion sur sols continentaux en bande Ka, un programme de simulation altimétrique a été développé utilisant ce modèle, dans le but de simuler les coefficients de rétrodiffusion. Le développement de cet outil, appelé CALM (pour Continental Altimetry Modeling), permet ainsi de simuler l'impact d'une variable sur la rétrodiffusion altimétrique en bandes Ku et Ka sur des sols réalistes. En comparant les formes d'ondes simulées à partir de sols représentés au moyen d'un modèle numérique de terrain avec des formes d'onde réelles issues de l'altimétrie spatiale, le fonctionnement du programme a été validé en bandes Ku et Ka. J'ai donc pu analyser l'impact de la variation de l'humidité des sols aussi bien nus que couverts par des surfaces en eau plus ou moins importantes sur la forme d'onde. Il en ressort qu'en faisant varier l'humidité du sol de $2\% \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à $40\% \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ sur des sols sableux nus, le coefficient de rétrodiffusion peut varier de 15 dB. Pour des zones présentant des surfaces en eau, la variation est très faible, voire nulle, dépendant de la proportion d'eau et de leur emplacement dans la tache de mesure au sol.

L'altimètre français AltiKa, premier radar altimétrique nadir à fonctionner en bande Ka, a été lancé en février 2013. Après un peu plus d'un an et demi de mesures, il a été possible de réaliser une étude de la rétrodiffusion en bande Ka sur différents sites représentatifs des régions bio-climatiques d'Afrique de l'Ouest, et de les comparer aux mesures réalisées en bandes S, C et Ku en provenance d'ENVISAT RA-2 et de Jason-2. Il en ressort que plus la fréquence est élevée, plus la rétrodiffusion moyenne diminue pour des surfaces similaires. Inversement, la dynamique entre saisons sèches et saisons humides augmente au fur et à mesure que la fréquence augmente. Ceci induit une forte réactivité de la bande Ka aux changements d'humidité du sol. En plus de ce contraste entre saisons sèches et humides, la variation des coefficients de rétrodiffusion en bande Ka sur sol et sur eau, en étudiant trois grands lacs d'Afrique, a montré que les deux réponses radar peuvent être similaires au nadir. En effet, les coefficients de rétrodiffusion de l'eau et des sols évoluent suivant des dynamiques différentes mais s'entremêlant.

Le coefficient de rétrodiffusion en bande Ka pouvant être le même aussi bien sur sol que sur eau pour une visée nadir, le coefficient de rétrodiffusion ne peut être utilisé pour discriminer les deux types de surface en zone semi-aride sans introduire des erreurs.

Toutefois, s'il est apparu que les coefficients de rétrodiffusion sur sols et sur eau peuvent être similaires au nadir en bande Ka, avant de pouvoir affirmer avec certitude que le critère du coefficient de rétrodiffusion est insuffisant pour séparer les surfaces en eau des sols dans le cadre de la mission SWOT (qui a une visée proche nadir et non seulement nadir comme AltiKa), plusieurs études supplémentaires sont nécessaires. Les points méritant d'être approfondis sont la rétrodiffusion proche nadir –et non plus uniquement nadir - en bande Ka sur sols continentaux, l'étude de plus de sols sous diverses conditions de rugosité de surface et de l'humidité du sol en étudiant plus en détail la rétrodiffusion proche nadir, et enfin l'incorporation de la rétrodiffusion cohérente. En faisant varier ces différents paramètres, il pourrait être possible de quantifier l'impact de chacun d'entre eux sur la rétrodiffusion. Ceci permettrait alors l'analyse systématique entre mesures, modélisation et données altimétriques au nadir en bande Ka.

L'accent tout le long de ces travaux de thèse a été mis sur la rétrodiffusion au nadir. L'aspect proche nadir inhérent à la mission SWOT n'a pas pu être traité en détail, pourtant le comportement de la rétrodiffusion peut différer assez fortement du nadir, en relation avec le champ cohérent. En effet, les méthodologies appliquées lors des campagnes de mesure s'affranchissent du champ cohérent pour ne garder que l'incohérent ; pourtant celui-ci existe pour les angles nadir et proche nadir, comme nous avons pu le voir sur les mesures AltiKa. Une étude approfondie du comportement de la rétrodiffusion sur sols continentaux du champ cohérent par rapport à l'incohérent en bande Ka est nécessaire pour appréhender la rétrodiffusion altimétrique continentale dans le cadre de la mission SWOT. Une meilleure compréhension de ce phénomène permettrait également de pouvoir le simuler correctement, que ce soit dans CALM ou dans d'autres programmes de modélisation utilisant l'optique géométrique combinée à l'IEM (Integral Equation Model) ou non pour la rétrodiffusion nadir. L'angle d'incidence doit également varier dans les plages prévues du fonctionnement de KaRIN à bord de SWOT, ceci impliquant de réaliser des mesures fines entre $0,6^\circ$ et 4° d'incidence.

La réalisation de ces nombreuses mesures est nécessaire à la meilleure compréhension de la rétrodiffusion en bande Ka pour des incidences nadir et proche nadir. Compte tenu de la faible longueur d'onde, je dois tout de même insister sur le fait que les phases de test, calibration et préréglage des systèmes de mesure sont essentielles et délicates pour ne pas introduire de biais, sans parler de la préparation des terrains de

mesure qui doit être particulièrement minutieuse pour assurer une bonne homogénéité des paramètres.

Bibliographie

- Aubert M., Baghdadi N., Zribi M., Douaoui A., Loumagne C., Baup F., El-Hajj M., Garrigues S., (2011). Analysis of TerraSAR-X data sensitivity to bare soil moisture, roughness, composition and soil crust. *Remote Sens. Environ.* 115, 1801-1810.
- Arnesen A. S., Silva T. S. F., Hess L. L., Novo E. M. L. M., Rudorff C. M., Chapman B. D., McDonald K. C., (2013). Monitoring flood extent in the lower Amazon River floodplain using ALOS/PALSAR ScanSAR images. *Remote Sensing of Environment*, Volume 130, pp. 51-61.
- Bamber, J. L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 925–938.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Timouk, F., Lavenu, F., Chênerie, I., (2007). Surface soil moisture estimation over the AMMA sahelian site in Mali using ENVISAT/ASAR data. *Remote Sens. Environ.* 109, 473–481.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Hiernaux, P., Frappart, F., Frison, P-L, Zribi, M., Viarre, J., (2011). Mapping surface soil moisture over the Gourma mesoscale site (Mali) by using ENVISAT ASAR data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(2), 603-616.
- Baup F., Frappart F., Maubant, J., (2014). Combining high-resolution images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2007-2020.
- Berry, P. A. M., Pinnock, R. A., & Wilson, H. K. (2000). Land calibration and monitoring of ENVISAT RA-2 sigma0. *Proceedings of the ERS-ENVISAT Symposium*, Gothenburg, Sweden, CD-Rom SP-461.
- Berry, P.A.M., Smith, R.G., & Benveniste, J. (2012). EnviSat altimetry for river and lakes monitoring. *Proceedings of IGARSS'2012 Symposium*, Munich, 22–27 July, 2012 (pp. 1844–1847), <http://dx.doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351150>.
- Betbeder, J., Gond, V., Frappart, F., Baghdadi, N., Briant, G., Bartholome, E., (2014). Mapping of Central Africa forested wetlands using remote sensing. *IEEE J. Sel. Top. Earth Observ. Remote Sens.* 7(2), 531-542.
- Birkett. C.M., (1995). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.* 100(C12), 25,179–25,204.
- Birkett. C.M., (1998). Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resour. Res.* 34(5), 1223–1239.
- Birkett, C. M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H., & Jasinski, M. J. (2002). Surface water dynamics in the Amazon basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8059–8080.
- Bruckler L., Wittono H. and Stengel P., (1988). "Near surface moisture estimation from microwave measurements," *Remote Sensing of Environment*, vol. 26, pp. 101–121.
- Boudet G. (1974), *Inventaire et cartographie des pâturages en Afrique de l'Ouest, Inventaire et cartographie des pâturages tropicaux africains*, Bamako, Mali. Addis Abeba: CIPEA-ILCA.
- Bramer, S.M.S., Berry, P.A.M., (2010). Soil Surface Moisture From EnviSat RA-2: From Modelling Towards Implementation. In *Gravity, Geoid and Earth Observation*, IAG Commission 2: Gravity Field, Chania, Crete, Greece, 23-27 June 2008, Part III, Mertikas, S.P. (Ed.). 205-212.

Brown, G. S. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1), 67–74.

Brümmer, C., Falk, U., Papen, H., Szarzynski, J., Wassmann, R., & Brüggemann, N. (2008). Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa). *Journal of Geophysical Research*, 113, G02030, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JG000583> 11 pp.

Cartwright D.E., Tayler R.J. (1971). New computations of the tide-generating potential, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 23, 45-74.

Cartwright D.E., Edden, A.C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 33, 253-264.

Cazenave A., Bonnefond P., & Do Minh, K. (1997). Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: Level now falling. *Geophysical Research Letters*, 25(2), 155–158.

Chelton, B. C., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L., & Callahan, P. S. (2001). Satellite altimetry. In L. Fu, & A. Cazenave (Eds.), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: An Handbook of Techniques and Applications* (pp. 1–131). : Academic Press.

Conil E. (2006). Propagation électromagnétique en milieu complexe : du champ proche au champ lointain. Manuscrit de these.

Crétaux, J. F., Calmant, S., Romanovski, V., Shibuyin, A., Lyard, F., Berge-Nguyen, M., et al. (2009). An absolute calibration site for radar altimeters in the continental domain: Lake Issykkul in Central Asia. *Journal of Geodesy*, 83(8), 723–735.

Crétaux, J.-F., Jelinski, W., Calmant, S., Kouraev, A., Vuglinski, V., Bergé-Nguyen, M., Gennero, M.-C., Niño, F., Abarca Del Rio, R., Cazenave, A., Maisongrande, P., (2011). SOLS: A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data. *Adv. Space Res.* 47(9), 1497-1507.

Cudlip, W., Ridley, J.K., Strawbridge, F., Harris, A., Rapley, C.G., (1994). Detecting surface roughness and moisture variations in deserts. *Proc. 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg 1993*, ESA SP-361, 849-853.

De Rosnay, P., Gruhier, C., Timouk, F., Baup, F., Mougin, E., Hiernaux, P., et al. (2009). Multi-scale soil moisture measurements over the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 241–252 (AMMA CATCH special issue).

Durand M., Fu L.-L., Lettenmaier D. P., Alsdorf D. E., Rodriguez E. L., Esteban-Fernandez D., (2010). “The Surface Water and Ocean Topography Mission: Observing terrestrial surface water and oceanic submesoscale eddies,” *Proceedings of the IEEE*, vol. 98, no. 5, pp. 766-779.

Dobson M. C., Ulaby F. T., Hallikainen M. T., El-Rayes M. A., (1985). “Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil – Part I: Empirical Models and Experimental Observations,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. Ge-23, pp. 25-34.

Dobson M. C., Ulaby F. T., Hallikainen M. T., El-Rayes M. A., (1985), “Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil – Part II: Dielectric mixing models,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. Ge-23, pp. 35-46.

Eltahir E. A. B. & Gong C. L. (1996), "Dynamics of wet and dry years in West Africa", *Journal of Climate*, 9(5), p.1030-1042.

ESA (2002). ENVISAT RA2/MWR Product handbook. RA2/MWR products user guide

Fatras, C., Frappart, F., Mougin, E., Grippa, M., Hiernaux, P., (2012). Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. *Remote Sens. Environ.* 123(8), 496-507.

Fatras, C., Frappart, F., Mougin, E., Frison, P-L., Faye, G., Borderies, P., Jarlan, L., (2015). Spaceborne altimetry and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-band over West Africa. *Remote Sens. Environ.* 159(4), 117-133.

Fjørtoft R., Gaudin J.-M., Pourthié N., Lalaurie J.-C., Mallet A., Nouvel J.-F., Martinot-Lagarde J., Oriot H., Borderies P., Ruiz C. and Daniel S., (2014), "KaRIn on SWOT: Characteristics of Near-Nadir Ka-Band Interferometric SAR Imagery," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 52, pp. 2172-2185.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., León, J.G., Cazenave A., (2005). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sens. Environ.* 99(4), 387-399.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., Cazenave A., (2006a) Preliminary results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sens. Environ.* 100(2), 252-264.

Frappart, F., Do Minh, K., L'Hermitte, J., Cazenave, A., Ramillien, G., Le Toan, T., Mognard-Campbell, N., (2006b). Water volume change in the lower Mekong basin from satellite altimetry and imagery data. *Geophys. J. Int.* 167(2), 570-584.

Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J.S., Prigent, C., Rossow, W.B., Seyler, F., (2008). Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: a case study for the Rio Negro River basin. *J. Geophys. Res.* 113, D21104.

Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., et al. (2009). Rainfall regime over the Sahelian climate gradient in the Gourma, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 128–142 (AMMA CATCH special issue).

Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Santos da Silva, J., Tomasella, J., Seyler, F., Prigent, C., Rossow, W.B., Calmant, S., Bonnet, M-P., (2011). Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. *Remote Sens. Environ.* 115(6), 1588-1594.

Frappart, F., Papa, F., Santos da Silva, J., Ramillien, G., Prigent, C., Seyler, F., Calmant, S., (2012). Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought. *Environ. Res. Lett.*, 7(4), 044010.

Frappart, F., Papa, F., Marieu, V., Malbeteau, Y., Jordy, F., Calmant, S., Durand, F., Bala, S., in press. Preliminary assessment of SARAL/AltiKa observations over the Ganges-Brahmaputra and Irrawaddy Rivers, *Marine Geodesy*.

Frison, P.L., Mougin, E., (1996a). Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data. *Int. Journal Remote Sens.* 17(16), 3201– 3218.

- Frison, P.L., Mougin, E., (1996b). Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 34, 1–11.
- Frison, P.L., Mougin, E., Hiernaux, P., (1998). Observations and interpretation of seasonal ERS-1 wind scatterometer data over northern Sahel (Mali). *Remote Sens. Environ.* 693, 233– 242.
- Fu L.-L., Cazenave A., (2000). *Satellite altimetry and Earth sciences. Vol. 69 : a handbook of techniques and applications (International Geophysics)*
- Gardelle J., Hiernaux P., Kergoat L., Grippa M., (2010). Less rain, more water in ponds : a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 309-324.
- Goita, K., Diepkile, A.T., (2012). Radar altimetry of water level variability in the Inner Delta of Niger River. *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium 2012 (IGARSS 2012)*. 5262-5265.
- Gruhler, C., De Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., De Jeu, R., Kerr, Y., et al. (2010). Soil moisture active and passive microwave products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 141–156.
- Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., El-Rayes, M.A., Wu, L K., (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil-part 1: empirical models and experimental observations. *IEEE Trans, Geosci. Remote Sens.* GE-23(1), 25-34.
- Hardin, P.J., Long, D.G., Remund, Q.P., (1996). Discrimination of Africa's vegetation using reconstructed ERS-1 imagery. *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium 1996. IGARSS'96(2)*, 827-829.
- Harris, B.A., Ho, I.L., Lindqwister, C.M., Mannucci, U.J., Pi, A.J., Reyes, X., Sparks, M.J., Wilson, B.D. (1999). Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 61 1205-1218
- Hayne, G. S. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near normal- incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 28(5), 687–692.
- Hess L. L., Melack J. M., Simonett D. S., (1990). Radar detection of flooding beneath the forest canopy: a review, *Int. Journal of Remote Sensing* 11, 1313 1325 , 1366-5901
- Hiernaux, P., Mougin, E., Diarra, L., Soumaguel, N., Lavenu, F., Tracol, Y., et al. (2009). Rangeland response to rainfall and grazing pressure over two decades: herbaceous growth pattern, production and species composition in the Gourma, Mali. *Journal of Hydrology*, 375, 114–127.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Rudolf B., Keehn, P.R., (1995). Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain-gauge analysis, and NWP model precipitation information. *J. Clim.* 8(5), 1284-1295.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T, Gu, G.J., Nelkin, E.J., Bowman, K.P., Hong, Y., Stocker, E.F, Wolff, D.B., (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydromet.* 8(1), 38-55.

- Isnard, H., (1968). Esquisse du climat de la Libye. *Méditerranée*. 3, 247-260.
- Jarlan, L., Mougin, E., Frison, P.L., Mazzega, P., & Hiernaux, P. (2002). Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali). *Remote Sensing of Environment*, 81, 404–415.
- Jones, K., Lanthier, Y., Van der Voet, P., Van Valkengoed, E., Taylor, D., Fernandez-Prieto, D., (2009). Monitoring and assessment of wetlands using Earth Observation: The GlobWetland project. *J. Environ. Manage.* 90(7), 2154-2169.
- Kennett, R.G., & Li, F.K. (1989). Seasat over-land scatterometer data, Part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(5), 592–605.
- Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Richaume, P., Wigneron, J.P., Ferrazzoli, P., Mahmoodi, A. et al., (2012). The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 50, 1384–1403.
- Koblinsky C.J., Clarke R.T., Brenner A.C., Frey H. (1993). Measurement of river level variations with satellite altimetry, *Water Resour. Res.*, 29 (6), 1839-1848.
- Koster, R. D., Dirmeyer, P., Guo, Z., Bonan, G., Cox, P., Gordon, C., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *The Sciences*, 305, 1038–1040.
- Kraus, J. D., (1988). *Antennas (Second Edition)*. McGraw-Hill Series in electrical Engineering, McGraw-Hill Book Company.
- Kuijper, D., Garcia Matatoros M.A., (2007). Analysis of Envisat Orbit Maintenance Strategies to Improve/Increase Envisat ASAR Interferometry Opportunities. 20th International Symposium on Space Flight Dynamics Proc., Annapolis, Maryland, USA, 24-28 September, 2007.
- Kunz, L., & Long, D. (2005). Calibrating SeaWinds and QuikSCAT scatterometers using natural land targets. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(2), 182–186.
- Laxon, S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 915–924.
- Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950–1990. *J. Climate*. 15, 187–202.
- Le Houerou H. N. (1976), "Nature & désertisation", CR Consultation sur la foresterie au Sahel, CILSS/UNESCO/FAO, Rome: FAO.
- Legrésy, B. (1995). Etude du retracking des surfaces des formes d'onde altimétriques au-dessus des calottes. rapport CNES, CT/ED/TU/UD96.188, contrat n° 856/2/95/CNES/006 81 pp.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., & Zanife, O. Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95, 150–163, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.018>.

- Legrésy, B., & Rémy, F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations. *Journal of Glaciology*, 43(144), 197–206.
- Legrésy B., P. Lacroix, F. Rémy (2006), Individual echoes over the Antarctic ice-sheet, RAIES-LEGOS contribution to the Individual Echoes studies
- Malmberg C. G., Maryott A. A., (1956). Dielectric constant of water from 0° to 100°C. *Journal of research of the national bureau of standards*. Vol. 56(1).
- 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 Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 41, pp. 1659-1671.
- Mattia F., (2011). "Coherent and incoherent scattering from tilted soil surfaces," *Waves in Random and Complex Media*, vol. 21, no.2, pp. 278-300.
- Mayaux, P., De Grandi, G.F., Rauste, Y., Simard, M., Saatchi, S., (2002). Large Scale vegetation maps derived from the combined L-band GRFM and C-band CAMP wide area radar mosaics of Central Africa. *Int. J. Remote Sens.* 23, 1261–1282.
- Medina C. E., Gomez-Enri J., Alonso J. J., Villares P., (2008). Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and in-situ measurements in a subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sensing of Environment*, Volume 112(9), pp. 3604-3617.
- Mironov V. L., Dobson M. C., Kaupp V. H., Komarov S. A., Kleschenko V. N., (2004). « Generalized Refractive Mixing Dielectric Model for Moist Soils, » *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 42, pp. 773-785.
- Mladenova, I., Lakshmi, V., Walker, J. P., Panciera, R., Wagner, W., & Doubkova, M. (2010). Validation of the ASAR Global Monitoring Mode Soil Moisture Product Using the NAFE'05 Data Set. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48, 2498–2508.
- Monod T. (1957), *Les grandes divisions chronologiques de l'Afrique*, Londres: Conseil Scientifique pour l'Afrique au Sud du Sahara.
- Moran, M. S., Hymer, D. C., Qi, J., & Sano, E. E. (2000). Soil moisture evaluation using-temporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105, 69–80.
- Morris C.S., Gill S.K. (1994a). Variation of Great Lakes water levels derived from Geosat altimetry, *Water Resour. Res.*, 30(4), 1009-1017.
- Morris C.S., Gill, S.K. (1994b). Evaluation of the TOPEX/POSEIDON altimeter system over the Great Lakes, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24,527-24,539.
- Mougin, E., Lopes, A., Frison, P.L., Proisy, C., (1995). Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 6, 391-398.
- Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., de Rosnay, P., Grippa, M., Timouk, F., Arjounin, M., Le Dantec, V., Demarez, V., Ceschia, E., Mougénot, B., Baup, F., Frappart, F., Frison, P.-L., Gardelle, J., Gruhier, C., Jarlan, L., Mangiarotti, S., Sanou, B., Tracol, Y., Guichard, F.,

Trichon, V., Diarra, L., Soumaré, A., Koité, M., Dembélé, F., Lloyd, C., Hanan, N.P., Damesin, C., Delon, C., Serça, D., Galy-Lacaux, C., Seghiéri, J., Becerra, S., Dia, H., Gangneron, F., Mazzega, P., (2009). The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climate variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources, *J. Hydrol.* 375(1-2), 14-33,

Mougin, E., Demarez, V., Hiernaux, P., Diawara, M., Berg, A. (submitted for publication). Estimation of LAI, fCover and fAPAR of a Sahelian grassland (Gourma, Mali). *Agricultural and Forest Meteorology*.

Naeimi, V., Scipal, K., Bartalis, Z., Hasenauer, S., Wagner, W., (2009). An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47(7), 1999–2013.

Nashashibi, F. T. Ulaby, and K. Sarabandi, (1996). "Measurement and modeling of the millimeter-wave backscatter response of soil surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote sensing*, vol. 34, no.2, pp. 561-572.

Nashashibi, A.Y., Sarabandi, K., Oveisgharan, S., Dobson, M.C., Walker, W.S., Burke, E., (2004). Millimeter-wave measurements of foliage attenuation and ground reflectivity of tree stands at nadir incidence. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, 52(5), 1211-1222.

Nicholson, S.E., (1980). The nature of rainfall fluctuations in subtropical West-Africa. *Mon. Weather Rev.* 109, 2191–2208.

Ogilvy J. A., (1991). "Theory of wave scattering from random rough surfaces," London, UK. *Inst. Phys.*

Oh Y., Sarabandi K., and Ulaby F. T., (1992). "An empirical and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 30, pp. 370-381.

Oh Y., Kay Y. C., (1998). "Condition for precise measurement of soil surface roughness," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 36, pp. 691-695.

Owe, M., De Jeu, R.A.M., Holmes, T.R.H. , (2008). Multi-Sensor Historical Climatology of Satellite-Derived Global Land Surface Moisture. *J. Geophys. Res.* 113, F01002.

Papa, F., Legresy, B., Remy, F., (2003). Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. *Remote Sens. Environ.* 87, 136-147.

Papa F., Prigent C., Rossow W. B., Legrésy B., Rémy F., (2006). Inundated wetland dynamics over boreal regions from remote sensing: the use of Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter observations. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 27(21), pp. 4847–4866.

Papa F., Prigent C., Rossow W. B., (2008). Monitoring flood and discharge variations in the large Siberian rivers from a multi-satellite technique. *Surv. Geophys.* 29:297-317

Papa F., Prigent C., Aires F. Jimenez C., Rossow W. B., Matthews E., (2010). Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993-2004. *Journal of Geophysical research*, Vol.115, D12111.

- Papa F., Durand F., Rossow W. B., Rahman A., Bala S. K., (2010). Satellite altimeter-derived monthly discharge of the Ganga-Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008. *Journal of Geophysical research*. Vol. 115, C12013.
- Peacock, N. R., & Laxon, S. W. (2004). Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 109, C07001.
- Pellarin, T., Calvet, J.C., & Wagner, W. (2006). Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southwestern France. *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17401.
- Pierdicca, N., Greco, B., Bignami, C., Ferrazzoli, P., Mattioli, V., & Pulvirenti, L. (2006). The calibration of the Envisat radar altimeter by a passive technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(11), 3297–3307.
- Pierdicca, N., Bignami, C., Roca, M., Féménias, P., Fascetti, M., Mazzetta, M., et al. (2013). Transponder calibration of the ENVISATRA-2 altimeter Ku band sigma naught. *Advances in Space Research*, 51(8), 1478–1491, <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2012.12.014> (ISSN: 0273-1177).
- Plumb R. A., Hou A. Y., (1992). The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing : threshold behavior. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 49(19).
- Ponchaut F., Cazenave A. (1998). Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993-1996), *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 326, 13-20.
- Prigent C., Matthews E., Aires, F., Rossow W. B., (2001). Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophysical Research Letters*, 28(24), 4631-4634
- Prigent, C., Papa F., Aires, F., Rossow W. B., Matthews E., (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. *Journal of Geophysical Research*. Vol.112. D12107.
- Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Papa, F., Roger, J., (2014). Multiangle Backscattering Observations of Continental Surfaces in Ku-Band (13 GHz) From Satellites: Understanding the Signals, Particularly in Arid Regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 53(3), 1364-1373.
- Prigent C., Aires F., Jimenez C., Papa F., Roger J., (2015). Multiangle Backscattering Observations of Continental Surfaces in Ku-Band (13 GHz) From Satellites: Understanding the Signals, Particularly in Arid Regions. *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, Vol.53(3).
- Redelsperger, J. -L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., & Polcher, J. (2006). African monsoon, multidisciplinary analysis (AMMA): An international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1739–1746.
- Richard J., Phalippou L., Robert F., Stenou N., Thouvenot E., Sengenés P., “An advanced concept of radar altimetry over oceans with improved performances and ocean sampling : AltiKa,” *Geoscience and Remote Sensing Symposium, Barcelona, Spain, 2007*.

- Ricko M., Birkett C. M., Carton J. A., Crétaux, J.-F., (2012). Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing*, Vol.6.
- Ridley, J., Strawbridge, F., Card, R., Phillips, H., (1996). Radar backscatter characteristics of a desert surface. *Remote Sens. Env.* 57(2), 63-78.
- Rodriguez E., Chapman B. (1989). Extracting ocean surface information from altimeter returns : the deconvolution method, *J. Geophys. Res.*, 94 (C7), 9,761-9,778.
- Rosenqvist, Å., Birkett, C.M., (2002). Evaluation of JERS-1 SAR mosaics for hydrological applications in the Congo river basin. *Int. J. Remote Sens.* 23(7), 1283-1302.
- Ruck G. T., Barrick D. E., Stuart W. D., and Krichbaum C. K., *Radar Cross Section handbook*, vol. I, Plenum Press, 1970.
- Santos Da Silva J., Calmant S., Seyler F., Corrêa Rotunno Filho. O., Cochonneau. G., Mansur. W.J., (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sens. Environ.* 114, 2160–2181.
- Santos Da Silva, J., Seyler, F., Calmant, S., Rotunno Filho, O.C., Roux, E., Araújo, A.A.M., Guyot, J-L., (2012). Water level dynamics of Amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. *Int. J. Remote Sens.* 33(11), 3323-3353.
- Simard, M., De Grandi, F., Saatchi, S., Mayaux, P., (2001). Mapping tropical coastal vegetation using JERS-1 and ERS-1 radar data with a decision tree classifier. *Int. J. Remote Sens.* 23, 1461–1474.
- Smith L., (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge : a review. *Hydrological Processes*. Vol.11, 1427-1439.
- Stephen, H., Long, D., (2005). Microwave Backscatter Modeling of Erg Surfaces in the Sahara Desert. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 43(2), 238-247.
- Stephen, H., Long, D., (2007). Spatial and Temporal Behavior of Microwave Backscatter Directional Modulation Over the Saharan Ergs. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 45(5), 1164-1173.
- Strogyn A., "Equations for Calculating the Dielectric Constant of Saline Water," *IEEE Trans. Microwave theory and techniques*, Aug. 1971.
- Sultan B. & Janicot S. (2000), "Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability", *Geophysical Research Letters*, 27(20), p.3353-3356.
- Tachikawa T., Hato M., Kaku M., Iwasaki A., (2011). Characteristics of ASTER GDEM Version 2. *IEEE IGARSS 2011*. pp. 3657-3660.
- Tansey, K. J., Millington, A. C., Battikhi, A. M., & White, K. H. (1999). Monitoring soil moisture dynamics using satellite imaging radar in northeastern Jordan. *Applied Geography*, 19, 325–344. *IEEE IGARSS 2011*, 3657-3660.
- Tapley B.D., Born G.H., Parke M.E. (1982). The Seasat altimeter data and its accuracy assessment, *J. Geophys. Res.* , 87, 3179-3188.

- Taylor, C. T., Harris, P. P., & Parker, D. J. (2010). Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: a case-study from the AMMA Special Observing Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 456–470.
- Tournadre, J., (2006). Improved level-3 oceanic rainfall retrieval from dual-frequency spaceborne radar altimeter systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, 23 (8), pp. 1131-1149.
- Trochain J. L. (1940), Contribution à l'étude de la végétation du Sénégal, M. d. I. I. F. d. A. oire, Paris: Larose.
- Tucker C. J., (1979), Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation, *Rem. Sens. Of Env.*, vol.8(2), pp.127-150
- Ulaby, F. T., Allen, C. T., Eger, G., & Kanemasu, E. (1984). Relating the microwave back-scattering coefficient to Leaf Area Index. *Remote Sensing of Environment*, 14, 113–133.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., (1982). *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume 2. Radar remote sensing and surface scattering and emission.* Artech House, Norwood, MA.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., (1986). *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume 3. From theory to applications.* Artech House, Norwood, MA.
- Ulaby F. T. and Elachi C., (1990). *Radar polarimetry for geoscience applications.* Artech House, Norwood, MA.
- Van De Giesen, N., (2001). Characterization of West African shallow flood plains with L-and C-Band radar. In *Remote Sensing and Hydrology 2000*, M. Owe and K. Brubaker, Eds. Paris, France. IAHS Publication(67), 365-367.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Gairola, R., Raghava Murthy, D.V.A., Richman, J., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F., Gupta, P.K., in press. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Marine Geodesy*.
- Vincent, P., Steunou, N., Caubet, E., Phalippou, L., Rey, L., Thouvenot, E., Verron, J., (2006). AltiKa: a Ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the GMES period. *Sensors*. 6, 208-234.
- Wagner, W. (1998). Soil moisture retrieval from ERS scatterometer data. PhD dissertation, Institute for Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna, University of Technology, 111 pp.
- Wagner, W., Lemoine, G., Borgeaud, M., & Rott, H. (1999). A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(2), 938–948.
- Wagner, W., Lemoine, G., Rott, H., (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sens. Environ.* 70(2), 191-207.
- Wagner, W., Lemoine, G., Borgeaud, M., Rott, H., (1999). A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 37(2), 938 - 948.

Wagner, W., & Scipal, K. (2000). Large-scale Soil moisture mapping in western Africa using the ERS Scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 1777–1782.

Wahr J. (1985). Deformation of the Earth induced by polar motion, *J. Geophys. Res.*, 90(B11), 9363-9368.

Waite, W.P., MacDonald, H.C., (1971). "Vegetation penetration" with K-band radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* GE-9(3), 147–155.

Wehr, T., & Attema, E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products. *Advances in Space Research*, 28(1), 83–91.

Wigneron, J.P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M.J., Richaume, P. et al., (2007). L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields. *Remote Sens. Env.* 107, 639–655.

Wingham, D.J., Rapley, C.G., Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proc. IGARSS'86 Symposium, Zu_rich*, 8–11 Sept. 1986. ESA SP-254, 1339–1344.

Wiley C. A., (1985). Synthetic Aperture Radars, a paradigm for technology evolution. *IEEE Trans. Aero. Elec. Sys.* 21(3), 440-443

Woodhouse, I.H., Hoekman, D.H., (2000). Determining land-surface parameters from the ERS wind scatterometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 38(1), 126-140.

Woodhouse I. H. (2006) Introduction to microwave remote sensing. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton

Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T. M., et al. (1997). Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79(1–4), 117–161.

Zelli, C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter: Instrument design and pre-launch performance assessment review. *Acta Astronautica*, 44, 323–333.

Zribi, M., Saux-Picart, S., André, C., Descroix, L., Otlé, O., Kallel, A., (2006). Soil moisture mapping based on ARSAR/ENVISAT radar data over a Sahelian site. *Int. J. Remote Sens.* 28(16), 3547–3565.

Zribi, M., Andre, C., Saux-Picard, S., Descroix, L., Otlle, C., & Kallel, A. (2007). Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3547–3565.

Zribi, M., Pardé, M., de Rosnay, P., Baup, F., Boulain, N., Descroix, L., Pellarin, T., Mougin, E., Otlle, C., Decharme, B., (2009). ERS scatterometer surface soil moisture analysis of two sites in the south and north of the Sahel region of West Africa. *J. Hydrol.* 375(1-2), 253-261.

Zwarts, L., Grigoras, I., (2005). Flooding of the Inner Niger Delta, in: Zwarts, L., Beukering van, P., Kone, B., Wymenga, E. (Eds.), *The Niger, a lifeline*. RIZA/Wetlands International/IVM/A&W, Lelystad, pp. 43-77.

Résumé

Le satellite altimétrique interférométrique SWOT, dont le lancement est prévu pour 2020, devrait pour la première fois permettre une couverture globale en quelques jours d'un radar proche-nadir en utilisant la bande de fréquence Ka. Or, l'utilisation d'une telle bande de fréquence est encore mal documentée pour l'hydrologie continentale. En particulier, le contraste du coefficient de rétrodiffusion sur les sols et sur les surfaces en eau pour des angles de visée nadir et proche nadir est une problématique majeure. C'est ce qui fait l'objet de ces travaux de thèse.

Dans un premier temps, l'étude de la variation des coefficients de rétrodiffusion en provenance d'altimètres en bandes C et Ku et de diffusiomètres utilisant les mêmes bandes de fréquence sur l'Afrique de l'Ouest a montré qu'il existe un lien quantifiable entre l'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion. En région semi-aride ce lien se manifeste via une hausse des coefficients de rétrodiffusions durant la saison humide par rapport à la saison sèche. L'analyse avec des données annexes d'humidité du sol et de précipitations a pu également montrer que le radar nadir détecte plus précisément les changements d'humidité du sol par rapport à la diffusiométrie radar à visée latérale.

Dans le but de mieux comprendre la rétrodiffusion en bande Ka, très peu documentée, deux campagnes de mesures radar ont été réalisées, l'une sur des surfaces en eau à rugosité contrôlée, l'autre sur un terrain contrôlé en rugosité et humidité du sol. En parallèle, un programme de simulation de la rétrodiffusion altimétrique a été développé pour pouvoir analyser les effets d'un faible nombre de variables sur des sols réalistes, dans le but de simuler les variations du coefficient de rétrodiffusion. Ces mesures et ces simulations ont ensuite pu être comparées aux séries temporelles issues du satellite altimétrique AltiKa, fonctionnant en bande Ka et lancé en février 2013, sur différents sites représentatifs des régions bio-climatiques d'Afrique de l'Ouest. Il en ressort que la bande Ka présente une forte sensibilité aux changements d'humidité du sol. Il est également montré que les coefficients de rétrodiffusion en provenance d'AltiKa sur les sols et sur l'eau peuvent être similaires au nadir.



Abstract

The radar altimetry interferometry satellite SWOT, which is to be launched in 2020, should provide for the first time a global coverage of a close-to-nadir radar altimeter in a few days using the Ka-band. Yet, the use of such a frequency band for continental hydrology is still poorly documented. In particular, the contrast of the backscattering coefficient over soils and over water bodies for nadir and close-to-nadir angles is a major issue. This is the reason for this work.

First, the study of the backscattering coefficients from C- and Ku- band altimeters and scatterometers over West Africa has shown that there is a link between the surface soil moisture and the backscattering coefficient. In semi-arid regions, this link is seen through a rise of the backscattering coefficients during the rainy season compared to the dry season. The analysis with ancillary data such as the surface soil moisture and the precipitation estimations has also shown that nadir-looking radars detect more precisely the changes in surface soil moisture compared to side-looking radars.

Still with the purpose to better understand the Ka-band surface scattering, poorly documented, two measurement campaigns were led, on the one hand over water surface with controlled roughness, on the other hand over bare soils with monitored roughness and surface soil moisture. In parallel, an altimetry backscattering simulation program has been developed to analyze the effect of a low number of variables on realistic grounds, with the aim of simulating the backscattering coefficient variations.

These measurements and simulations were then compared with time series from the satellite altimeter AltiKa, which has been launched in 2013 and works at Ka-band, over different sites representing the bioclimatic areas of West Africa. It led to a high sensitivity of the Ka-band to changes in the surface soil moisture. It has also been shown that backscattering coefficients at nadir-looking angle from AltiKa over grounds and over water bodies can be similar.



Liste des figures

Figure 1 – Couches traversées par les ondes électromagnétiques, pour une visée au nadir et une visée latérale	12
Figure 2 - Exemple de patron d'émission d'une antenne parabolique. Est indiqué l'angle d'ouverture correspondant au lobe principal de l'antenne	13
Figure 3 – Schéma représentant les zones de rayonnement autour d'une antenne émettrice. De la plus proche de l'antenne à la plus éloignée, on distingue la zone de champ réactif où l'onde est évanescente, la zone de Rayleighn la zone intermédiaire de Fresnel et la zone de Fraunhofer qui constitue le champ lointain où l'onde est localement plane (Source : Conil, 2006).	14
Figure 4 – Principe de fonctionnement d'un radar altimétrique (source : CNES)	16
Figure 5 - Formation d'une forme d'onde altimétrique; a) Cas d'une surface plate de type océan; b) Cas d'une surface irrégulière de type océan avec houle. (source: CNES, AVISO).	21
Figure 6 - Paramètres pouvant être déduits d'une forme d'onde. (source: CNES, AVISO).	22
Figure 7 - Principaux paramètres de l'algorithme Ice-1 (Laxon, 1994).	24
Figure 8 - Forme d'onde théorique recherchée par l'algorithme Ice-2 (Source: Legrésy & Rémy, 1997)	24
Figure 9 - Orbites de Jason-2 (en Rouge) et d'ENVISAT RA-2 (en jaune). La première présente une inclinaison de 66°, la deuxième une inclinaison de 98.5°. La zone non couverte est le pôle nord de la Terre	26
Figure 10 – Couverture de l'orbite nominale de Topex/Poseidon, Jason-1/2 (à gauche), ainsi que de l'orbite nominale d'ERS/ENVISAT/SARAL (à droite). Sont indiquées les intertraces correspondantes	27
Figure 11 - Spectre électromagnétique et détails des différentes bandes (source : CLS)	27
Figure 12 - Schéma de fonctionnement d'un radar SAR (source : H. Snaith and P. Cippolini, NOC, UK).	30
Figure 13 - Illustration du satellite SWOT. Outre les deux panneaux solaires, on peut voir les deux antennes interférométriques (source : CNES/NASA)	30
Figure 14 - Schéma du satellite SWOT illustrant son principe de fonctionnement et certaines de ses caractéristiques techniques (source : CNES/NASA).	31
Figure 15 - Exemple de distribution des pluies sur l'année 2009 dans le Sahel Malien (estimations TRMM)	44
Figure 16 - Localisation de la CEDEAO en Afrique de l'Ouest (source : Google Maps).	45

Figure 17 - Les principales zones éco-climatiques en Afrique de l'Ouest, avec leur pluviométrie associée (source: FAO)	46
Figure 18 - Localisation de la zone sahélienne (marron) en Afrique.	47
Figure 19 – a) et c) : Localisation du site méso-échelle du Gourma (14,5-17,5°N, 1-2°O), montrant les trois sites d'étude imbriquées (site du Gourma méso-échelle, Hombori site super-échelle et Agoufou, Eguerit et Kelma sites locaux), superposés à une image composite en fausses couleurs Landsat. La figure montre les réseaux d'instrumentation et de surveillance de la végétation. Les surfaces en vert correspondent à une végétation de type savanne sur un sol sableux. Les surfaces roses correspondent aux surfaces rocheuses et gravillonnaires, telles que les surfaces latéritiques. Les textures fines des sols limoneux sont représentées par les surfaces blanches. b) Types de sols dominants à méso-échelle. Sont également indiqués les isohyètes moyens estimés sur la période 1970-1989 (se référer à Frappart et al., 2009). (source : Mougin et al., 2009.)	49
Figure 20 – Isohyètes sur la zone du Gourma, pour la période allant de 1950 à 1969, ou pour celle allant de 1970 à 1989 (Frappart et al., 2009).	50
Figure 21 - Illustration de la dynamique annuelle du couvert végétal sur le site d'Agoufou, dans le désert malien en 2005. A) Le 8 avril ; b) le 17 juin ; c) le 19 août ; d) le 28 septembre. (Photos : AMMA-CATCH)	51
Figure 22 – Séries temporelles normalisées sur le site d'Agoufou du coefficient de rétrodiffusion Ice-1 en bande Ku d'ENVISAT RA-2 et de la surface de la mare interpolée. Les précipitations sont également indiquées à titre informatif	55
Figure 23 - Schéma du montage expérimental utilisé pour les deux campagnes de mesure.	95
Figure 24 - Amplitude du réflecteur triédrique d'arête 8cm	99
Figure 25 - Phase du réflecteur triédrique d'arête 8cm	97
Figure 26 – Exemple de réponse impulsionnelle réalisée à l'ONERA, avec et sans soustraction de chambre, en présence d'un réflecteur de type trièdre d'arête 14.2 cm.	100
Figure 27 – Réponse fréquentielle du réflecteur triédrique (trièdre d'arête 14.2 cm), sans fenêtrage (en noir) et avec fenêtrage (en rouge).	100
Figure 28 - Vue schématique de la Grande Soufflerie Air-Eau de Marseille-Luminy	102
Figure 29 - Schéma de l'installation et de l'instrumentation mise en œuvre	103
Figure 30 – Surface apparente de l'eau en fonction de la vitesse du vent.	104
Figure 31 - Convergence de la SER estimée en fonction du nombre d'échantillons pris en compte pour deux vitesses de vent	104
Figure 32 – Réponses impulsionnelles avec le réflecteur de type trièdre d'arête 14.2cm sans correction de chambre.	105
Figure 33 – Réponse impulsionnelle avec soustraction de chambre	106

Figure 34 – Coupes le long des axes X et Y dans la soufflerie pour les deux réflecteurs triédriques d'arêtes 8cm et 14.2cm	106
Figure 35 - Variations en incidence du coefficient de rétrodiffusion pour cinq différents angles d'azimut, et pour cinq vitesses de vent	109
Figure 36 – Variations en incidence du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence pour six vitesses de vent, et pour deux angles d'azimuts.	111
Figure 37 - Photographies de la surface du terrain de mesure pour différentes conditions d'humidité du sol et de rugosité de surface. Le stylo bleu permet de rendre compte des proportions.	114
Figure 38 - Photographie du montage sur le site de l'IRSTEA.	115
Figure 39 – Position de l'antenne au-dessus du terrain d'observation. Montage vu du dessus.	116
Figure 40 – Relevés topographiques des six terrains d'étude faits au laser	117
Figure 41 - Schéma du montage utilisé pour l'expérimentation à l'IRSTEA, vu de profil	120
Figure 42 – Estimation du coefficient de rétrodiffusion en fonction du nombre d'échantillons successifs pris en compte, pour les six terrains d'observation.	121
Figure 43 – Mesures de coefficients de rétrodiffusion comparés aux modèles GO (en rouge) et MMW (en bleu). Pour les six premières mesures (a à f), l'humidité du sol (SSM), ainsi que les paramètres s et l suivant les axes X- et Y- sont indiqués. La figure g ne présente aucune valeur de rugosité car non disponibles. La figure h, présente la dynamique totale des coefficients de rétrodiffusion mesurés	128
Figure 44- Comparaison des niveaux de rétrodiffusion mesurés sur eau et sur sols nus	130
Figure 45 - Schéma explicatif du maillage du système et des normes utilisées dans le programme CALM (ici, exemple avec $N_x=N_y=2$)	137
Figure 46 – Paramètres d'un triangle élémentaire (indice i)	138
Figure 47 – Schéma explicatif de la méthode de sélection des triangles élémentaires dans une zone triangulaire.	139
Figure 48 - Convention FSA pour un triangle élémentaire dans le repère d'étude	141
Figure 49 – Exemple de surface modélisée, où est indiqué pour chaque triangle élémentaire le numéro de la porte radar correspondante (ici, pour 384 portes).	145
Figure 50 – Exemple de forme d'onde « brute ». Sont indiquées la position du premier écho, la durée correspondant au time lag choisi, ainsi que la fenêtre permettant de déterminer la forme d'onde d'intérêt.	146
Figure 51 – Illustration de la durée de la pulsation (pulsation, notée τ) et de la durée de répétition de cette même pulsation (T) dans le temps	147

Figure 52 – Affichage des formes d’onde n°1, 50 et 100 lors d’une série de mesures consécutives au-dessus d’une même surface, en modélisant le déplacement sur orbite.	148
Figure 53 – Forme d’onde obtenue à partir de la moyenne de 100 formes d’onde simulées.	148
Figure 54 - Organigramme du programme CALM	149
Figure 55 – Schémas explicatifs du procédé de validation théorique pour une porte temporelle ; a) Exemple vu de dessus de la surface au sol vue par une porte temporelle de la simulation radar, avec les triangles élémentaires (de surface A_i) et la surface totale observée S ; b) Vue du même exemple, avec l’indication de l’angle d’observation moyen pour la porte temporelle considérée	151
Figure 56 – Rétrodiffusion théorique et rétrodiffusion retrouvée par simulation, pour cinq résolutions différentes	152
Figure 57- Représentation du satellite Terra et de ses cinq instruments	153
Figure 58 - Taille des taches de mesure au sol théoriques pour une surface totalement plane en fonction de la fréquence utilisée, pour les trois altimètres Jason-2, ENVISAT RA-2 et SARAL/AltiKa. Les dimensions sont proportionnées.	154
Figure 59 - Schéma de la zone d'extraction d'un MNT ASTER (ici la mare de Gossi au Mali). Sont indiquées la trace satellitaire réelle d'ENVISAT/SARAL n°302 (en jaune), l'orbite simulée (en vert), ainsi que le point de référence de la simulation. La zone circulaire ombragée autour du point de référence correspond à la tache au sol d'ENVISAT en bande Ku.	155
Figure 60 – MNT ASTER extrait en ligne pour une zone du Gourma (Mali) choisie. Le cadre noir représente la zone retenue pour la simulation CALM pour une configuration ENVISAT en bande Ku.	156
Figure 61 - Traitement d'un modèle numérique de terrain avec des surfaces en eau. a) Le MNT avec les surfaces en eau qui ne sont pas encore traitées. b) MNT avec les surfaces en eaux corrigées. c) Nature de la surface telle que vue dans CALM (en bleu l'eau, en rouge le sol).	157
Figure 62 – Localisation des sites d’étude sur les traces 302, 373 et 846 de SARAL/ENVISAT sur la zone du Gourma au Mali. Sont indiqués les sens de déplacement du satellite sur orbite, les numéros des sites et les zones d’extraction de MNT correspondantes (source : Google Earth & CLS)	159
Figure 63 - Topographie du site d’étude n°1.	160
Figure 64 - Topographie du site d’étude n°2.	160
Figure 65 - Topographie du site d’étude n°3. Les trois lacs interconnectés sont entourés de cadres noirs.	161
Figure 66 - Topographie du site d’étude n°4.	162
Figure 67 - Topographie du site d’étude n°5.	162

Figure 68 - Exemples de formes d'onde obtenues sur le site 1. a) Forme d'onde ENVISAT RA-2 en bande Ku; b) Forme d'onde d'AltiKa en bande Ka.	163
Figure 69 – Centre des points de mesure aléimétrique pour le site 4. Le point rouge représente le point de référence. La ligne jaune représente l'orbite utilisée. Les points bleus représentent les points de mesure sélectionnés pour ENVISAT RA-2 entre les cycles 75 et 85. Les points violets représentent les points de mesure sélectionnés pour AltiKa pour les cycles 1 à 18.	164
Figure 70 – Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 1 en bande Ku; a) Surface observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).	167
Figure 71 - Simulations AltiKa sur le site 1 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).	168
Figure 72 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 2 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).	169
Figure 73 - Simulations AltiKa sur le site 2 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).	169
Figure 74 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 3 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).	170
Figure 75 - Simulations AltiKa sur le site 3 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).	171
Figure 76 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 4 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).	172
Figure 77 - Simulations AltiKa sur le site 4 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit forme d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).	172
Figure 78 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 4 en bande Ku après recalage des formes d'onde; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues et recalées (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme	173

d'onde moyennerecalée ENVISAT RA-2 (en rouge).	
Figure 79 - Simulations AltiKa sur le site 4 en bande Ka après recalage des formes d'onde; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues et recalées (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa recalée (en rouge).	173
Figure 80 - Simulations ENVISAT RA-2 sur le site 5 en bande Ku; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des onze formes d'onde ENVISAT RA-2 retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne ENVISAT RA-2 (en rouge).	174
Figure 81 - Simulations AltiKa sur le site 5 en bande Ka; a) Sol observé par chaque porte radar dans CALM ; b) Superposition des dix-huit formes d'onde AltiKa retenues (en noir) et leur moyenne (en rouge) ; c) Superposition de la forme d'onde simulée dans CALM (en bleu) avec la forme d'onde moyenne AltiKa (en rouge).	174
Figure 82 – Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site1. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.	179
Figure 83 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 2. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.	180
Figure 84 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 3. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol.	180
Figure 85 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 4. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol	181
Figure 86 - Impact de la variation d'humidité du sol sur la modélisation CALM pour le site 5. A gauche, impact sur les formes d'onde simulées. A droite, les coefficients de rétrodiffusion liés aux variations d'humidité du sol	182
Figure 87 – Site du lac Volta. Les orbites ENVISAT/SARAL sont représentées en jaune, et les orbites Jason-2 en rouge. Les taches de mesure à 3dB sont représentées par des octogones pour les trois satellites autour des trois stations virtuelles, en jaune pour ENVISAT RA-2, rouge pour Jason-2 et violet pour AltiKa.	207
Figure 88 - Site du lac Victoria. Les orbites ENVISAT/SARAL sont représentées en jaune, et les orbites Jason-2 en rouge. Les tache de mesure à 3dB sont représentés pour les trois satellites autour des trois stations virtuelles, en jaune pour ENVISAT RA-2, rouge pour Jason-2 et Violet pour AltiKa.	208
Figure 89 – Séries temporelles sur le lac Volta. a) Coefficient de rétrodiffusion d'ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta). b) Altitude de la surface en eau estimée par ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta).	209

Figure 90 - Séries temporelles sur le lac Victoria. a) Coefficient de rétrodiffusion d'ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta). b) Altitude de la surface en eau estimée par ENVISAT RA-2 (en bleu), Jason-2 (en rouge), et AltiKa (en magenta).	210
Figure 91 – Statistiques sur les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion pour les trois missions ENVISAT RA-2, Jason-2 et AltiKa, pour les trois lacs Volta, Kainji et Victoria	212
Figure 92 – Statistiques du coefficient de rétrodiffusion en provenance de SARL/AltiKa, extraits des sites d'étude continentaux.	215
Figure 93 - a) Coefficients de rétrodiffusion en bande Ka mesurés en laboratoire pour l'eau et la terre dans diverses conditions de mesure. b) Observations faites par le satellite AltiKa sur l'Afrique de l'Ouest.	216

Liste des tableaux

Tableau 1 - Caractéristiques techniques des principaux satellites altimétriques fonctionnant en mode LRM	29
Tableau 2 – Niveau de rétrodiffusion pour la calibration de la distribution totale de puissance, et suivant les coupes orthogonales	101
Tableau 3 - Conditions d'expérimentation au MIO de Marseille-Luminy. Les mesures principales sont affichées grisées.	108
Tableau 4 - Paramètres de rugosité des six surfaces d'étude considérées, dans les deux axes X- et Y- des relevés topographiques. Le numéro de la surface (N°) allant de 1 à 6 correspond respectivement aux cas allant de a à f.	118
Tableau 5 - Données d'humidité du sol à 3cm de profondeur.	119
Tableau 6 - Distance moyenne entre le paraboloïde et la surface d'observation pour les trois angles d'incidence choisis.	119
Tableau 7 - Résumé des mesures témoins et des mesures radar.	122
Tableau 8 - Ecart (en dB) entre la valeur moyenne modélisée par GO et MMW et la mesure effectuée, pour chaque angle d'incidence et chaque terrain d'observation.	128
Tableau 9 – Principaux paramètres spatio-temporels et d'impulsion des satellites Jason 1-2, ENVISAT et AltiKa	147
Tableau 10 – Paramètres de calcul utilisés dans CALM	165
Tableau 11 – Gains empiriques et retards temporels appliqués à chaque site d'étude pour les deux configurations ENVISAT RA-2 et AltiKa.	166
Tableau 12 – Coefficient de corrélation \otimes entre la forme d'onde moyenne en provenance des satellites altimétriques et la forme d'onde simulée par CALM pour les cinq sites d'études, et pour les deux configurations ENVISAT et AltiKa.	175
Tableau 13 – Estimation des coefficients de rétrodiffusion Ice-1 à partir des modélisations CALM réalisées sur les 5 sites d'étude.	183
Tableau 14 – Localisation des stations virtuelles de mesure sur le lac Volta.	207
Tableau 15– Localisation des stations virtuelles de mesure sur le lac Victoria.	208
Tableau 16 – Statistiques sur les mesures de coefficient de rétrodiffusion altimétriques satellitaires au-dessus des lacs Volta et Victoria. Sont aussi indiqués les altitudes des surfaces en eau estimées, ainsi que leur écart-type.	211
Tableau 17 – Statistiques sur les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion Ice-1 altimétrique pour les bandes Ku et Ka pour les sites invariants.	213

Tableau 18 - Statistiques sur les séries temporelles de coefficients de rétrodiffusion Ice-1 altimétriques en bandes Ku et Ka sur les zones de savane en saison sèche.	214
Tableau 19 - Statistiques sur les séries temporelles de coefficients de rétrodiffusion Ice-1 altimétriques en bandes Ku et Ka sur les zones de savane en saison humide.	214