

THESE

présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE TOULOUSE

Ecole doctorale : Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

par Maria José Escorihuela

Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L : préparation de la mission SMOS

Soutenue le 21 Décembre 2006 devant le Jury composé de :

Yann Kerr	Ingénieur CNES, Toulouse	Directeur de thèse
Rachid Ababou	Professeur à l'Inst. Nat. Polytechnique, Toulouse	Président
André Chanzy	Directeur de recherche, INRA Avignon	Rapporteur
Mike Schwank	Senior Research Assistant ETH, Suisse	Rapporteur
Jean-Paul Huot	Ingénieur ESA, Hollande	Examineur
Jean-Pierre Wigneron	Directeur de recherche, INRA Bordeaux	Examineur
François Lemaître	Ingénieur ONERA, Toulouse	Examineur
José Sobrino	Directeur de recherche, Universitat de València	Examineur
J.-P. Gastellu-Etchegorry	Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse	Invité



**Préparée au Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO)
18 av. Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9**

Remerciements

Cette thèse a été une aventure très enrichissante au delà des aspects scientifiques. Autour de SMOS j'ai pu partager l'enthousiasme de différents groupes scientifiques. Je voudrais donc remercier les personnes que l'ont rendue possible. Je voudrais tout d'abord remercier Jean-Claude Menaut pour son accueil au Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO).

Un grand merci à Yann, qui a été toujours disponible et m'a su montrer le bon chemin tout en me laissant une grande liberté. Sa capacité de discernement et son efficacité n'arrêteront jamais de me surprendre.

Avec Patricia on a partagé le bureau, les courses le long du canal, les tisanes, moult discussions scientifiques et autres ... ça a été un plaisir !

A Jean Pierre pour démontrer que la science et la sympathie sont fortement corrélées.

Remerciements très speciaux aux rapporteurs André et Mike pour le temps qu'ils ont pris à examiner cette thèse et pour leurs remarques constructives et aussi à tous les membres du jury.

A Philippe Richaume qui m'a montré comment expliquer ce que je voulais dire et par sa disponibilité à tout moment.

Aux anciens du labo Anne, Sylvie, Olivier, Laurent, Manu à ceux qui sont encore là ou viennent d'arriver Joost, Maria Carmen, Manuela, Vincent, Arnaud, Dana pour les bons moments partagés et plus généralement à l'ensemble des personnes du labo qui ont contribué à créer une excellente ambiance de travail.

Aux amis de Toulouse : Nacho, Mathieu, Paolo, Milena, Cyrille, Toff, Isabelle et Sandra pour avoir été là.

Et naturellement à mes parents et à mes soeurs.

Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L : préparation de la mission SMOS

Résumé :

Les travaux de cette thèse s'inscrivent dans le cadre de la préparation de la mission SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). Sur les terres émergées, le satellite SMOS fournira une cartographie globale de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L (1.4 GHz). Le principe physique repose sur la sensibilité de la bande-L au contenu en eau de la surface. Le couvert végétal contribue à l'émission en fonction de son contenu en eau, et ses effets doivent être corrigés pour estimer l'humidité du sol. Le satellite SMOS obtiendra des mesures à deux polarisations (horizontale et verticale) et à multiples angles d'incidence. Ce système surdéfini permettra l'inversion de plusieurs paramètres, notamment l'humidité du sol et l'opacité de la végétation. L'objectif de cette thèse est de tester et d'améliorer si possible les modèles micro-ondes pour les scènes naturelles, en tenant compte les particularités de la configuration SMOS, notamment la diversité d'angles d'incidence. La première partie est consacrée à l'émission d'un sol nu. Dans un premier temps, deux approches (télé-détection et capteurs *in situ*) pour estimer l'humidité du sol ont été comparées. Dans un deuxième temps, la signature angulaire et polarimétrique de l'émission d'un sol nu rugueux est étudiée, un modèle semi-empirique est développé pour prendre en compte des effets de la rugosité aux différents angles et polarisations. La seconde partie est consacrée à l'émission d'un couvert végétal. L'influence de la rosée et les variations journalières de teneur en eau de la végétation sur l'émission ont été analysées.

Soil moisture retrieval from L-band microwave measurements : SMOS mission preparation

Abstract :

This thesis has been developed in the framework of the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission preparation. Over land, SMOS will provide global mapping of soil moisture from L-band (1.4 GHz) radiometric measurements. The principle for soil moisture monitoring is the high sensitivity of L-band measurements to soil water content. Vegetation contributes as well to the emission and its effects must to be considered to correctly estimate soil moisture. SMOS will provide measurements at multiple incidence angles and for two polarizations. This overdefined system will allow for several parameters retrieval, namely soil moisture and vegetation optical depth. This thesis aims at testing and improving when possible the existing microwave models for the emission of natural surfaces, taking into account the SMOS configuration, namely the multiangularity. The first part of this thesis deals with a bare soil surface. Two approaches (remote sensing and *in situ* sensors) have been compared. Then a new roughness model has been developed considering the angular and polarimetric signature of the emission. The second part of the thesis focuses on the emission of a natural fallow. Dew and diurnal variations of vegetation water content effects on the signal have been assessed.

Table des matières

1	Introduction Générale	7
1.1	L'eau	7
1.2	SMOS	9
1.3	Objectifs et plan de la thèse	14
2	Fondements de la radiométrie micro-onde	17
2.1	Émission thermique en bande-L	17
2.2	Propagation de l'émission	19
2.2.1	Polarisation d'une onde plane	19
2.2.2	Interface plane	20
2.3	Le Transfert radiatif	22
2.4	Émission et diffusion par le sol	24
2.4.1	Surface plane	26
2.4.2	Surface rugueuse	28
2.5	Émission et diffusion par la végétation	30
2.5.1	Le modèle τ - ω	31
2.6	Constante diélectrique	32
2.6.1	Modèle diélectrique du sol humide	33
2.6.2	Constante diélectrique de l'eau liée	34
2.7	Conclusion	36
3	Données Expérimentales	39
3.1	Introduction	39
3.2	Description du site SMOSREX	40
3.2.1	Texture et densité du sol	40
3.2.2	Rugosité du sol	41
3.3	Mesures In Situ	43
3.3.1	Profils d'humidité et de température	43
3.3.2	Météorologie	45
3.3.3	Végétation	45
3.4	Données de Télédétection	47
3.4.1	Microondes en bande-L	47
3.4.2	Pyromètres	52
3.5	Conclusion	52

4	La mesure de l'humidité de surface	53
4.1	Introduction	53
4.2	Résultats	54
4.2.1	Comparaison entre les mesures d'humidité	54
4.2.2	Effets de la température sur la constante diélectrique à 100MHz	55
4.2.3	Correction de l'effet de température	57
4.3	Conclusion	59
4.4	Article	59
5	Modélisation de l'émission du sol nu	73
5.1	Introduction	73
5.2	Résultats	74
5.2.1	Influence de la rugosité aux différentes polarisations	74
5.2.2	Dépendance angulaire de la rugosité	74
5.2.3	Le paramètre de rugosité h	75
5.3	Conclusion	76
5.4	Article	77
6	Variations journalières de l'émission sur la jachère	95
6.1	Introduction	95
6.2	Résultats	95
6.2.1	Mesures de végétation en contenu max/min d'eau	95
6.2.2	Opacité de la végétation	96
6.2.3	Effets de la rosée	98
6.3	Conclusions	101
6.4	Article	101
7	Conclusion générale	115
7.1	Résumé des travaux	115
7.2	Perspectives	117
A	article présentation SMOSREX	119
B	profils de texture et composition du sol	135
	Références bibliographiques	138

Chapitre 1

Introduction Générale

1.1 L'eau

L'eau est la source de toute la vie sur la Terre. Bien que la quantité d'eau présente sur la Terre soit constante, l'eau circule en permanence entre les océans, l'atmosphère et la surface terrestre grâce à l'énergie solaire. Cette circulation (et conservation de l'eau terrestre) connue comme 'le cycle de l'eau' (figure 1.1) est une composante cruciale de notre système climatique. La quantité d'eau présente dans la zone non saturée des surfaces continentales est l'humidité du sol. La quantité d'eau stockée dans le sol est petite par rapport à d'autres réservoirs. L'humidité du sol joue cependant un rôle majeur dans le cycle de l'eau.

Les précipitations se partagent en ruissellement ou infiltration selon l'humidité du sol. A l'heure actuelle, les estimations de ruissellement, infiltration et de variation du stock d'eau dans le sol sont encore assez imprécises du au manque de mesures d'humidité. Dans un contexte hydrologique, des mesures précises d'humidité sont essentielles afin d'estimer les flux d'eau à l'échelle du bassin.

La végétation extrait l'eau du sol par les racines et l'émet dans l'atmosphère à travers ses stomates. La transpiration des plantes est donc déterminée par l'eau disponible pour la végétation sur l'ensemble de la zone racinaire. Par ailleurs, sur une grosse partie du globe, la disponibilité en eau est le facteur limitant pour la croissance des plantes et donc l'agriculture. Ainsi, la connaissance de l'humidité du sol est très précieuse pour détecter des périodes de stress hydrique.

L'humidité du sol détermine aussi la partition de l'énergie solaire incidente entre énergie sensible d'évaporation et chaleur dans le sol. Étant donné que le processus de l'évaporation d'eau demande des quantités importantes d'énergie, ce processus a une forte influence sur le cycle de l'énergie. Ainsi, l'humidité de surface du sol est une variable clé pour décrire les échanges d'eau et d'énergie à l'interface surface terrestre / atmosphère.

Ces processus interagissent sur une large échelle spatiale et temporelle. L'humidité de surface est fortement liée à la variabilité des précipitations [Koster 2004]. De nombreuses études montrent qu'il existe un mécanisme de rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations. Des valeurs anormalement élevées d'humidité du sol résultent en une augmentation de la fréquence et magnitude des processus orageux, c'est-à-dire qu'il y a une rétroaction positive entre l'humidité du sol et les

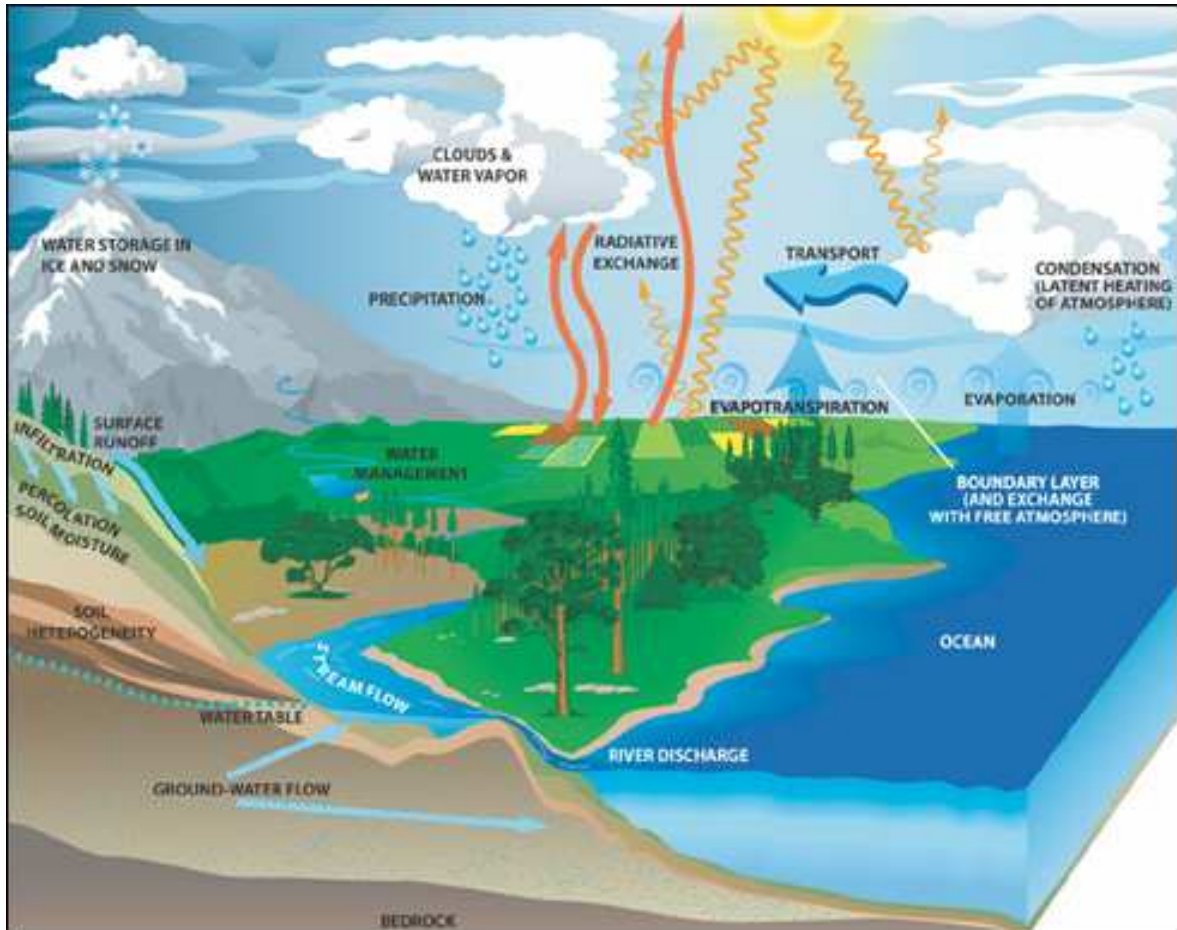


FIG. 1.1 – Cycle de l'eau. *Paul Houser et Adam Schlosser NASA GSFC.*

précipitations [Beljaars et al. 1996]. Inversement, il y a une rétroaction entre les conditions anormales de faible précipitation et la sécheresse [Eltahir 1998, Pal and Eltahir 2001].

A l'échelle régionale, l'agriculture peut avoir un impact sur les échanges d'eau et d'énergie dû d'une part au changement d'utilisation du sol (de forêt à terrain cultivé par exemple) et d'autre part à travers l'irrigation. L'irrigation affecte le cycle de l'eau en réduisant le débit des fleuves, augmentant l'évaporation (des sols), et en augmentant la transpiration (des plantes). Par exemple, [de Rosnay et al. 2003] ont montré que l'irrigation en Inde augmentait de presque 10% le flux de chaleur latente. Un tel changement dans les échanges eau-énergie modifie le comportement climatique à l'échelle régionale mais aussi à l'échelle globale [Chase et al. 2003].

L'humidité du sol est donc une variable d'importance majeure dans le champ de l'hydrologie, de la météorologie et du climat. La compréhension de ces phénomènes est capitale pour la gestion des ressources d'eau, pour le développement des stratégies agricoles, ainsi que pour la prévention de risques (humains et matériels) dans le cas d'événements extrêmes.

A titre d'exemple, l'impact de la connaissance de l'humidité du sol sur les prévisions météorologiques est illustré sur la figure 1.2. On montre que la predictabilité des précipitations sur les terres émergées augmente par la connaissance de l'humidité du sol et notamment en zones sensibles comme le Sahel ou la méditerranée.

Les incertitudes actuelles sur les effets des perturbations du système climatique demandent une meilleure compréhension du cycle de l'eau. Pour traiter ces questions il est nécessaire de développer des modèles météorologiques et climatiques globaux fiables [Entekhabi et al. 1999, Krajewski et al. 2006]. Cependant, deux des variables clés dans ces modèles, l'humidité du sol et la salinité de la mer, ne sont pas disponibles à l'échelle globale avec la précision et couverture nécessaires. L'humidité du sol varie fortement dans le temps et l'espace et les modèles atmosphériques utilisent des 'humidités' provenant du forçage des observations ou des estimations issues des modèles de circulation générale [Robock et al. 2000].

1.2 SMOS

La télédétection est la technique la plus adaptée pour fournir une cartographie globale de l'humidité du sol. Bien qu'il n'ait pas eu de satellites dédiés à cette tâche, de nombreuses études ont été faites pour estimer l'humidité à partir des données existantes. Ainsi, par exemple les données dans l'infrarouge peuvent être utilisées pour estimer l'humidité [Sandholt et al. 2002]. Le principe physique se base sur l'inertie thermique : plus la surface est humide plus son inertie thermique sera importante. Cependant, la télédétection dans le spectre du visible ou de l'infrarouge est limitée à cause de sa vulnérabilité aux couvert nuageux, au manque de couverture globale et à sa fréquence de revisite trop basse.

La télédétection dans le domaine des micro-ondes est fondée sur l'écart entre les constantes diélectriques du sol et de l'eau et présente l'avantage de ne dépendre pas de l'illumination solaire et d'être très peu influencés par les phénomènes atmosphériques. La télédétection en micro-ondes peut se

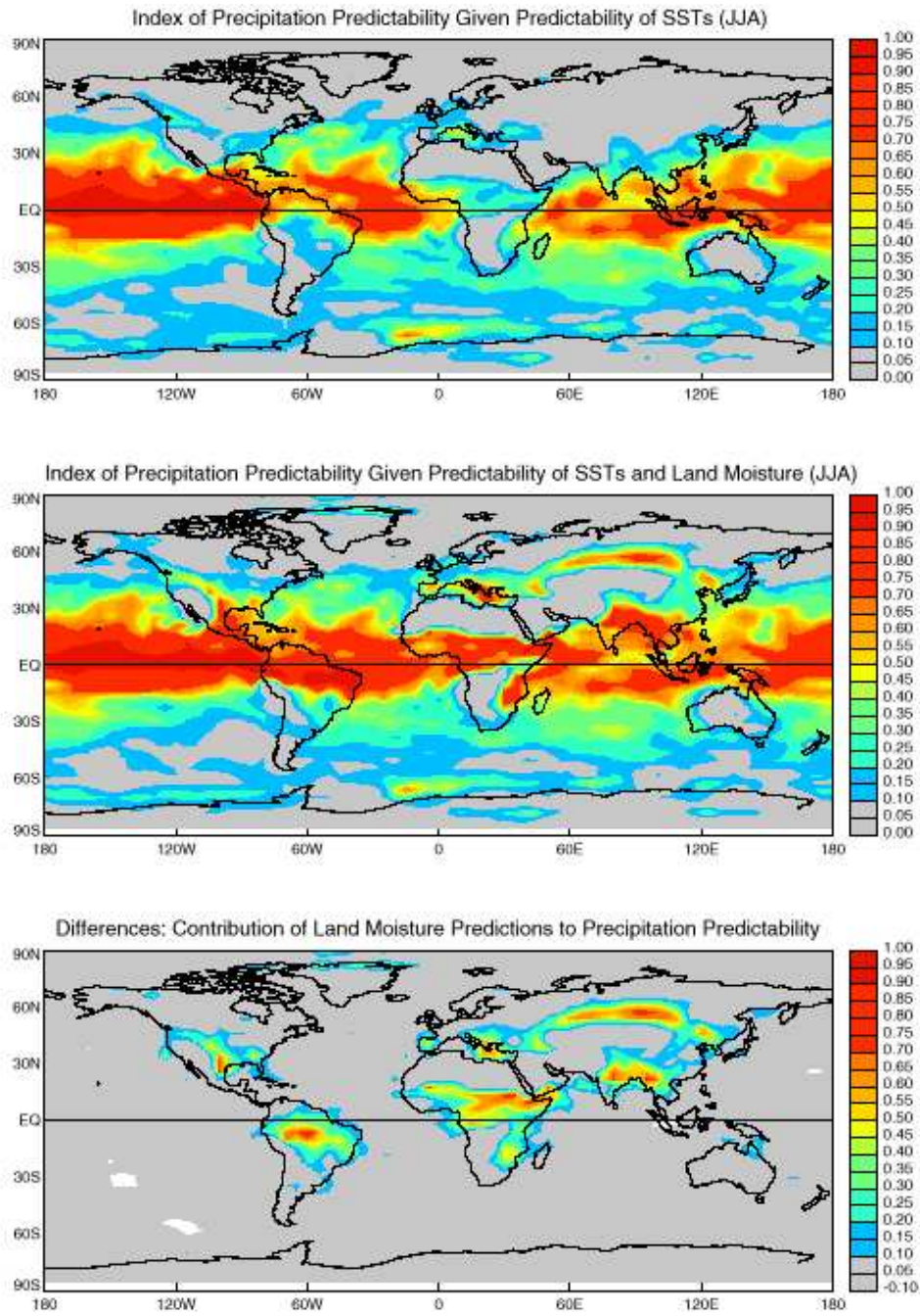


FIG. 1.2 – Prédicabilité des précipitations en connaissant la salinité de la mer (en haut), la salinité de la mer et l'humidité de la surface (milieu) et différence entre les deux (en bas).

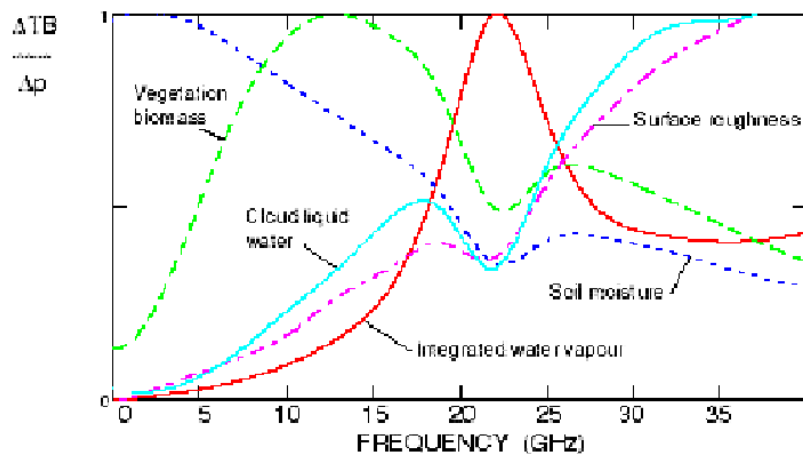


FIG. 1.3 – Sensibilité de l'émission microondes aux différents paramètres de surface : humidité du sol (trait bleu discontinu), biomasse (vert discontinu), et rugosité de surface (en rose) selon la fréquence.

faire avec des systèmes actifs (radar) ou passifs (radiomètres). Les systèmes actifs sont plus sensibles aux caractéristiques structurales de la surface, comme la rugosité ou la structure de la canopée. La quantité d'information que l'on peut extraire du signal radar est limitée car les systèmes actifs sont classiquement limités à une seule polarisation et une seule fréquence. De plus, le temps de revisite des capteurs actifs est trop faible pour les études météorologiques et climatiques. Les radiomètres sont donc préférés pour l'estimation de l'humidité du sol. Par ailleurs, les radiomètres ont une dynamique plus forte en fonction de l'humidité du sol.

Les données micro-ondes des satellites existants (SSM/I, SMMR, AMSR-E) ont fait l'objet de nombreuses études pour estimer l'humidité du sol [Owe et al. 2001, Njoku et al. 2003]. Cependant, ces satellites mesurent à des fréquences supérieures à 5 GHz où l'opacité de la végétation est élevée. Ainsi, l'estimation de l'humidité est limitée aux zones arides ou semi-arides.

La figure 1.3 montre la sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface. La figure montre que les basses fréquences micro-ondes présentent un maximum de sensibilité à l'humidité de surface et minimum aux phénomènes perturbateurs (biomasse, rugosité de surface ...). Dans les basses fréquences micro-ondes, la fenêtre à 1.400-1.427 GHz en bande-L (0.39-1.55 GHz) est protégée pour des applications radio-astronomiques (pas d'émissions). Mise à part la sensibilité à la constante diélectrique, la bande-L présente les avantages suivants par rapport aux fréquences plus élevées :

- A 1.4 GHz l'influence de la végétation sur le signal est plus faible qu'aux fréquences plus élevées, et le signal est sensible à l'humidité du sol jusqu'à des biomasses de 5 kgm^2 ce qui représente 65% de la surface terrestre.
- La sensibilité aux phénomènes atmosphériques est minimale. En particulier, à cette fréquence, les nuages sont pratiquement transparents, seuls les nuages précipitants contribuent à l'émission proportionnellement à leur contenu en eau.
- La sensibilité à la rugosité de la surface est minimale.

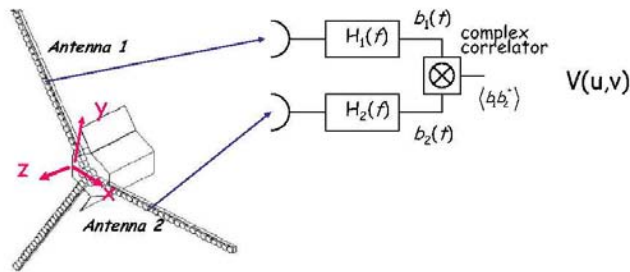


FIG. 1.4 – Instrument SMOS. La corrélation entre les différentes fonctions de visibilité permet de reconstituer le diagramme d’antenne de l’instrument.

De nombreuses études basées sur des capteurs terrain [Wigneron et al. 1995] ou aéroportés [Wang et al. 1990, Schmugge and Jackson 1994, Chanzy et al. 1997] ont montré le potentiel de la bande-L pour l’estimation de l’humidité du sol. Bien que les principes soient connus depuis longtemps, l’observation de la Terre à une certaine résolution spatiale se heurtait à des contraintes technologiques, étant données les tailles d’antennes requises (>8 m). En effet, la résolution angulaire d’une antenne dépend du diamètre de l’antenne. Ainsi, plus la longueur d’onde observée est grande, plus l’antenne pour avoir la même résolution spatiale doit être grande. Le développement des techniques interférométriques a permis le développement d’antennes à synthèse d’ouverture. Cette technique, inspirée des réseaux de radiotélescopes, consiste à combiner les signaux issus d’au moins deux antennes observant la même scène depuis une position distincte. L’instrument ainsi composé, appelé interféromètre, ne fournit pas directement un signal proportionnel à la température de brillance de la scène observée, mais une mesure de la cohérence spatiale de cette scène, à partir de laquelle la température de brillance est calculée.

Le satellite SMOS se base en la technique d’interferometrie pour fournir pour la première fois une cartographie globale de l’humidité du sol et de la salinité de la mer en utilisant la radiométrie en bande-L [Kerr et al. 2001]. Par ailleurs, la mission SMOS fournira aussi des informations utiles pour la recherche sur la cryosphère (accumulation de neige dans la calotte polaire).

L’instrument SMOS comporte 69 éléments d’antennes distribués sur trois bras déployables (voir figure 1.4). Le diagramme d’antenne de SMOS provient de la corrélation des diagrammes d’antenne des différents éléments (appelés aussi fonctions de visibilité). On peut ainsi constituer une image en deux dimensions avec une résolution similaire à une antenne de diamètre équivalent aux bras de l’instrument SMOS. Tous les éléments d’antenne sont utilisés simultanément pour générer une image bidimensionnelle de la surface toutes les 2.4 secondes. Ainsi, lorsque le satellite se

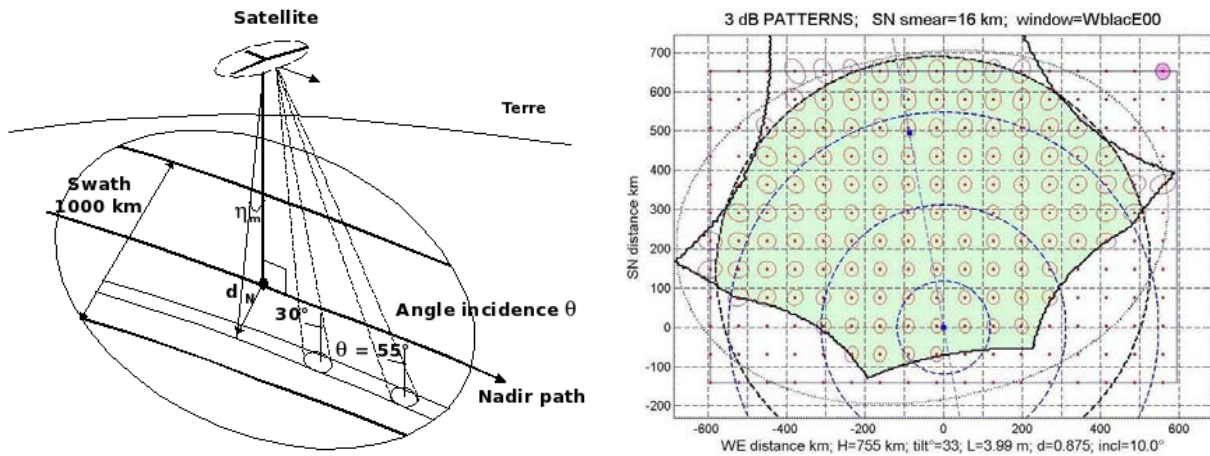


FIG. 1.5 – A gauche, multi-angularité SMOS : lorsque le satellite se déplace la surface est observée sous différents angles de visée. A droite, champ de vue instantané de SMOS.

déplace, les surfaces sont observées sous différents angles de visée. La figure 1.5 illustre la capacité multi-angulaire du satellite SMOS. La multi-angularité de SMOS permet d'explorer la signature directionnelle de la température de brillance.

La variable mesurée par un radiomètre, appelée température de brillance, dépend de trois variables de surface : l'humidité, l'opacité de la végétation et la température. Le couvert végétal atténue l'émission du sol et contribue lui-même à l'émission. La correction des effets de la végétation est donc une question majeure pour l'estimation de l'humidité du sol avec des radiomètres. Le satellite SMOS obtiendra des mesures à deux polarisations (horizontale et verticale) et pour plusieurs angles d'incidence. Ce système surdéfini permettra d'estimer plusieurs paramètres, notamment l'humidité du sol et l'opacité de la végétation [Wigneron et al. 2001].

Les caractéristiques de la mission SMOS sur les terres émergées ont été définies pour fournir une cartographie globale de l'humidité du sol, avec une fréquence et une résolution appropriées aux besoins des études climatiques, météorologiques et hydrologiques. Ainsi, SMOS fournira :

- Une précision sur l'estimation de l'humidité en surface supérieure à $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Sur les sols nus où l'influence de l'humidité du sol sur les flux de surface est plus forte, [Chanzy et al. 1995] ont montré qu'une précision de $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ est suffisante pour estimer l'évaporation et les flux d'eau dans le sol.
- Une résolution spatiale inférieure à 50 km. Les applications météorologiques et climatiques demandent des résolutions spatiales de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres, et sont donc complètement compatibles avec SMOS.
- Une fréquence de revisite de 2 à 3 jours. Les estimations de contenu d'eau en profondeur et de flux d'évapotranspiration à partir de l'humidité du sol requièrent des mesures d'humidité en surface tous les 3 jours [Calvet et al. 1998, Wigneron et al. 1999, Walker and Houser 2001].
- L'heure de passage sur l'équateur est fixée à 6 a.m - 6 p.m. L'heure de passage n'est pas critique mais à 6 a.m. les effets ionosphériques sont minimaux, et la condition d'équilibre thermique plus probable.

- La couverture globale de la surface terrestre.

Les applications hydrologiques travaillent à l'échelle du bassin versant et il faut changer de l'échelle SMOS à une échelle plus fine. Dû aux processus non-linéaires, le simple moyennage n'est pas suffisant. Le changement d'échelle doit prendre en compte les hétérogénéités sub-pixel ou plus précisément désagréger les humidités. Les méthodes existantes se fondent sur l'utilisation des caractéristiques hydrologiques du pixel observé [Pellenq et al. 2003] ou sur l'utilisation d'indicateurs d'humidité disponibles à une échelle plus fine comme la température [Merlin et al. 2005].

1.3 Objectifs et plan de la thèse

Une des activités principales en préparation de la mission SMOS est le développement de l'algorithme pour l'estimation de l'humidité du sol à partir de données SMOS. Sommairement, pour chaque pixel SMOS les différentes contributions (forêt, jachère, eau ...) sont calculées proportionnellement à sa surface. L'algorithme utilise une approche itérative pour minimiser l'écart entre les températures de brillance observées et estimées. Ainsi, les différents paramètres (humidité du sol, contenu en eau de la végétation) sont estimés.

L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere) est le modèle choisi pour simuler les températures de brillance et englobe l'état de l'art pour les différents types de couverts. De nombreuses expériences ont été réalisées récemment pour améliorer les modèles d'émission en bande-L [Schneeberger et al. 2004, Grant et al. 2005, Schwank et al. 2006, Fenollar et al. 2006]. L-MEB est un modèle ouvert où les résultats de ces expériences seront introduits.

Dans ce contexte, **l'objectif de cette thèse est de répondre aux questions ouvertes dans la validation L-MEB.** Concrètement, des études récentes montrent que :

- la rugosité a des effets différents aux différentes polarisations et angles d'incidence [Wegmüller and Mätzler 1999, Shi et al. 2002]
- la rosée a une influence sur le signal [De Jeu et al. 2004, Hornbuckle et al. 2006]

Ces deux aspects ne sont pas pris en compte sur le modèle à l'heure actuelle. Le satellite SMOS sera lancé début 2008, et donc nous ne disposons pas de données SMOS. Pour cet étude on se basera donc sur les données expérimentales du site SMOSREX, ce qui présente l'avantage d'être un milieu contrôlé.

Dans une première partie de cette thèse, nous présentons les fondements physiques de la radiométrie micro-ondes. Nous décrivons brièvement les différentes approches de modélisation pour relier les paramètres physiques (humidité, contenu en eau de la végétation) aux températures radiométriques. L'approche retenue est le transfert radiatif simplifié. Cette approche semi-empirique est très adaptée aux objectifs de cette thèse qui sont de développer des modèles directement applicables aux données SMOS.

Le Chapitre 3 est consacré à la description des données expérimentales. Ces données proviennent du site expérimental SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment). SMOSREX a été conçu dans le cadre de la préparation à SMOS. Un radiomètre en bande-L mesure de



FIG. 1.6 – Satellite SMOS : vue de l'artiste.

façon continue un sol nu et une jachère dans tout le spectre angulaire de SMOS. Par ailleurs, les deux surfaces sont complètement instrumentées.

Ensuite, nous abordons la problématique de la validation des données radiométriques avec des mesures terrain dans le Chapitre 4. Le problème a deux volets. D'une part les mesures radiométriques sont des mesures intégrées de la surface observée par l'instrument tandis que les mesures terrain sont ponctuelles. D'autre part les mesures sont faites à des fréquences différentes.

Dans les modèles de transfert radiatif d'une scène naturelle, une des contributions majeures est l'émission du sol. Bien que des études aient mis en évidence que les effets de la rugosité sont différentes pour des polarisations et des angles d'incidence différents [Mo et al. 1987, Shi et al. 2002], les modèles semi-empiriques existants considèrent des effets équivalents de la rugosité [Choudhury et al. 1979, Wang and Choudhury 1981, Wegmüller and Mätzler 1999, Wigneron et al. 2001]. Ainsi, dans le Chapitre 5, un nouveau modèle de rugosité est développé. Ce modèle utilise les capacités multi-angulaires de SMOS.

L'émission de la végétation dépend de son contenu en eau. Les heures du passage du satellite SMOS sont prévues à 6 a.m et 6 p.m lorsque le contenu en eau est maximal et minimal respectivement. Ainsi, le cycle journalier de la végétation peut jouer un rôle important sur les estimations d'humidité. Par ailleurs, à 6 a.m. la présence de rosée est probable. Actuellement, les effets de la rosée ne sont pas pris en compte dans la modélisation, bien que des études ont montré que la présence de rosée peut avoir une influence sur le signal en bande-L [Hornbuckle et al. 2006, De Jeu et al. 2004]. Ainsi, dans le chapitre 6, nous étudions l'émission de la jachère à l'échelle journalière et la possible influence de la rosée sur l'émission.

Chapitre 2

Fondements de la radiométrie micro-onde

Dans ce Chapitre nous présentons les bases physiques de la radiométrie et les modèles que nous utiliserons dans la suite de cette thèse. Nous nous sommes basés sur la bibliographie suivante :

Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung : *Microwave remote sensing : active and passive, Vol I,II, III. Artech House, Dedham, MA. 1986*

Thermal Microwave Radiation - Applications for Remote Sensing, IEEE Electromagnetic Waves Series, London, UK. 2006

Chandrasekhar, S., and et al. : *Radiative transfer*. New York : Dover 1960.

2.1 Émission thermique en bande-L

Tout corps à température supérieure à 0 K rayonne de l'énergie électromagnétique. En général, une partie du rayonnement incident sur une surface est absorbée et une partie est réfléchi. Un corps noir se définit comme le matériau idéal où toute l'énergie incidente est absorbée. Selon la loi de Kirchhoff, par équilibre thermodynamique, ce corps idéal émettra sous forme de rayonnement thermique toute l'énergie reçue. La loi de Planck définit l'intensité spécifique I_f [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$] (appelée luminance spectrale dans le domaine optique ou encore brillance spectrale dans le domaine micro-onde). Il s'agit d'un rayonnement incohérent, uniforme dans toutes les directions de l'espace qui dépend uniquement de la température absolue T (en Kelvin) du corps et de la fréquence f considérée :

$$I_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left(\frac{1}{e^{(hf/kT)} - 1} \right) \quad (2.1)$$

où h est la constante de Planck ($6.63 \cdot 10^{-34}$ J), k la constante de Boltzmann ($1.38 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹) et c la vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ ms⁻¹).

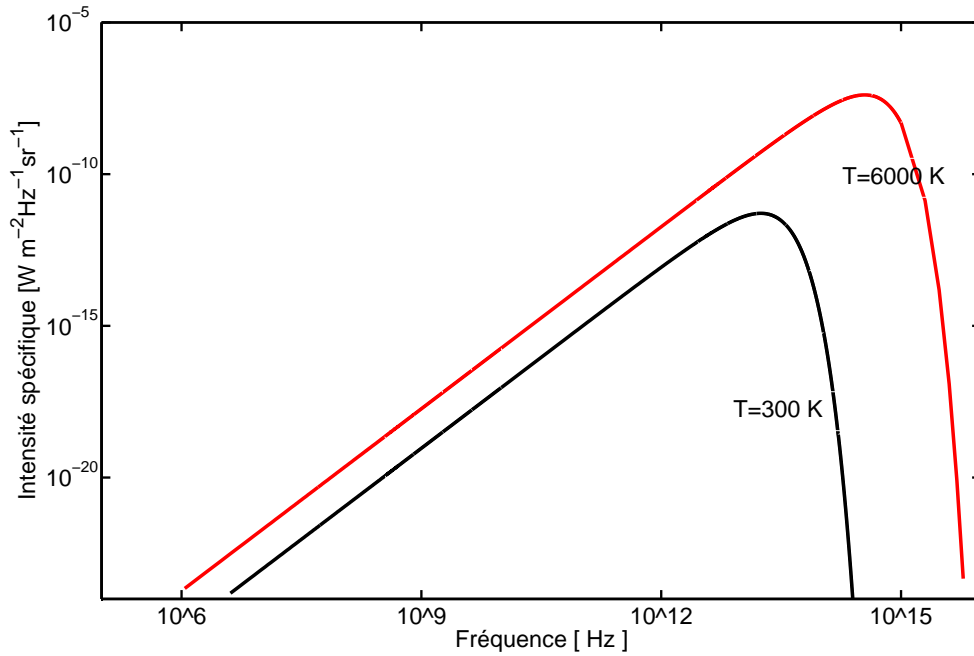


FIG. 2.1 – Loi de Planck : Rayonnement émis par un corps à température T selon la fréquence (note : les deux axes sont logarithmiques).

La figure 2.1 illustre le spectre de rayonnement pour deux corps noirs à température $T = 300K$ et $T = 6000K$, températures représentatives de la surface terrestre et du soleil respectivement. La figure montre que (i) le rayonnement augmente avec la température sur tout le spectre de fréquences, (ii) la fréquence à laquelle l'intensité est maximale augmente avec T et (iii) en basse fréquence l'intensité varie linéairement avec T . En effet, dans le domaine des micro-ondes $hf/kT \ll 1$ et l'équation 2.1 se simplifie selon la loi de Rayleigh-Jeans :

$$I_f = \frac{2k}{\lambda^2} T \quad (2.2)$$

où λ est la longueur d'onde.

La brillance d'un corps noir (I_{bb}), pour une largeur de bande Δf , est :

$$I_{bb} = I_f \Delta f = \frac{2k}{\lambda^2} T \Delta f \quad (2.3)$$

Les matériaux réels ont des pertes et leur capacité à absorber et à émettre est inférieure à celle d'un corps noir. La brillance d'un corps réel, que l'on appelle aussi corps gris, à une température T , peut être différente suivant la direction de l'espace (θ, ϕ) et s'exprime par analogie à celle du corps noir :

$$I(\theta, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} T_B(\theta, \phi) \Delta f \quad (2.4)$$

où la température de brillance ($T_B(\theta, \phi)$) est toujours inférieure ou égale à T . T_B est la température qu'aurait un corps noir rayonnant la même énergie. On définit ainsi l'émissivité (e) d'un corps :

$$e(\theta, \phi) = \frac{I(\theta, \phi)}{I_{bb}} = \frac{T_B(\theta, \phi)}{T} \quad (2.5)$$

où l'émissivité vérifie $e(\theta, \phi) \leq 1$.

2.2 Propagation de l'émission

Les ondes électromagnétiques se propageant dans un milieu homogène et isotrope sont des ondes transversales, *i. e.* leurs champs électriques et magnétiques sont dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Selon les équations de Maxwell dans un milieu homogène et sans source le champ électrique satisfait :

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\epsilon \frac{\delta^2 \vec{E}}{\delta t^2} \quad (2.6)$$

où μ est la perméabilité du milieu et ϵ sa constante diélectrique. Sans perte de généralité, une onde solution de ces équations peut s'écrire :

$$\vec{E}(z, t) = \vec{E}_o \cos(\omega t - kz) \quad (2.7)$$

Cette équation décrit une onde plane où \vec{E}_o est l'amplitude de l'onde, ω la fréquence angulaire, z la direction de propagation et k le nombre d'onde qui est fonction de la longueur d'onde (λ) :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.8)$$

Pour que l'équation 2.7 soit une solution des équations de Maxwell, ω et k doivent satisfaire :

$$v = \frac{\omega}{k} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (2.9)$$

où ϵ_r est la constante diélectrique relative du milieu (rapport entre la constante diélectrique du milieu et celle du vide) et μ_r la perméabilité relative.

2.2.1 Polarisation d'une onde plane

Toute onde plane peut se décomposer en deux vecteurs orthogonaux entre eux et orthogonaux à la direction de propagation. En radiométrie, on choisit d'identifier ces composantes comme la polarisation verticale et horizontale. La direction verticale est celle contenue dans le plan perpendiculaire au plan d'incidence ou d'observation et qui contient la direction de propagation, et la polarisation horizontale la parallèle à la surface. Ainsi,

$$\vec{E}(z, t) = E_h(z, t) \vec{h} + E_v(z, t) \vec{v} \quad (2.10)$$

Quand une onde plane se propage sur l'axe z , le vecteur \vec{E} trace une courbe dans le plan xy . La polarisation d'une onde caractérise l'évolution du champ électrique dans ce plan d'onde. Ainsi, si

le vecteur \vec{E} décrit une ellipse, la polarisation est dite elliptique. Quand cette courbe est une ligne ou un cercle on dit que l'onde est polarisée linéairement ou circulairement respectivement. Quand \vec{E} varie de manière aléatoire, l'onde n'est pas polarisée. Les radiations naturelles d'origine solaire sont non polarisées, cependant, après interaction avec des surfaces, l'onde peut devenir partiellement polarisée.

Les instruments en général et les radiomètres en particulier ne mesurent pas directement les champs électriques d'une onde mais le flux d'énergie intégré pendant un certain temps. On appelle cette grandeur l'intensité de l'onde (I) et le temps pendant lequel on moyenne le temps d'intégration. L'intensité seule ne donne pas d'information sur l'état de polarisation de l'onde et trois autres quantités doivent être définies. Les vecteurs de Stokes sont une façon pratique de décrire l'état de polarisation d'une onde. Ils sont définis par :

$$\begin{bmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} TB_H + TB_V \\ TB_H - TB_V \\ TB_{45} - TB_{-45} \\ TB_l - TB_r \end{bmatrix} = \frac{1}{2Z_o} \begin{bmatrix} \langle E_h^2 + E_v^2 \rangle \\ \langle E_h^2 - E_v^2 \rangle \\ 2Re \langle E_v E_h \rangle \\ 2Im \langle E_v E_h \rangle \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

où $Z_o = \sqrt{\mu/\epsilon}$ est l'impédance du milieu. I représente l'intensité totale de l'onde, Q représente la tendance de l'onde à être polarisée horizontalement ($Q > 0$) ou verticalement ($Q < 0$), U la tendance à être linéairement orientée en $+45^\circ$ ou -45° , et V circulairement à droite ($V < 0$) ou à gauche ($V > 0$). Dans le cas particulier d'une onde cohérente, les vecteurs de Stokes accomplissent la relation $I = Q^2 + U^2 + V^2$. Cependant l'émission d'une surface naturelle est normalement incohérente et alors $Q = U = V = 0$.

2.2.2 Interface plane

Lorsqu'une onde entre en contact avec une interface plane, l'onde subit des phénomènes de réflexion et de réfraction, dus à la discontinuité de la permittivité à l'interface des milieux. Le cas particulier d'une onde incidente sur une surface complètement plane ou spéculaire avec un angle θ_1 , est illustré sur la figure 2.2. Dans ce cas, les coefficients de réflexion (rapport entre l'amplitude de l'onde incidente et l'onde réfléchie) et transmission peuvent se calculer à l'aide des équations de Fresnel :

$$R_H = \frac{n_1 \cos \theta_1 - n_2 \cos \theta_2}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.12)$$

$$R_V = \frac{n_1 \cos \theta_2 - n_2 \cos \theta_1}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.13)$$

$$T_H = \frac{2n_1 \cos \theta_1}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.14)$$

$$T_V = \frac{2n_1 \cos \theta_1}{n_2 \cos \theta_1 + n_1 \cos \theta_2} \quad (2.15)$$

où θ_1 est l'angles d'incidence et de réflexion, θ_2 l'angle de transmission, et n_1 et n_2 les indices

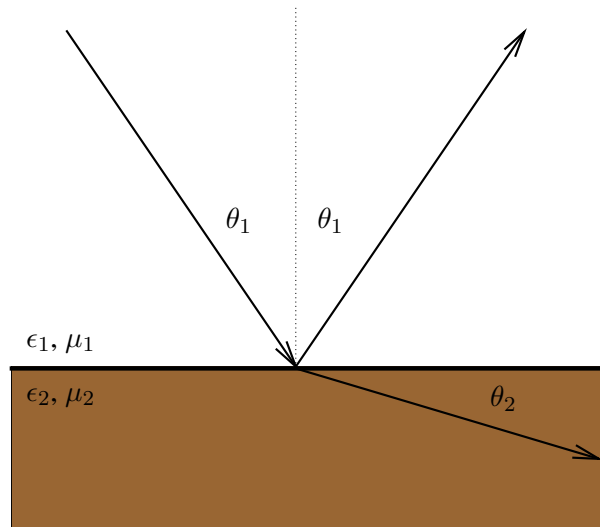


FIG. 2.2 – Réflexion et transmission d'une onde à l'interface entre deux milieux caractérisés par ϵ_1 , μ_1 et ϵ_2 , μ_2 respectivement.

de réfraction du milieu 1 et 2 respectivement.

L'angle de transmission (θ_2) peut se calculer à l'aide de la loi de Snell :

$$k_2 \sin \theta_2 = k_1 \sin \theta_1 \quad (2.16)$$

où k_1 et k_2 sont les nombres d'onde dans les milieux 1 et 2 respectivement.

Dans le cas d'un milieu non-magnétique, n est relié à la constante diélectrique relative du milieu (ϵ_r) selon :

$$n = \sqrt{\epsilon_r} \quad (2.17)$$

Il existe un angle en polarisation verticale auquel toute l'onde est transmise et donc la réflexion est nulle. Ce angle s'appelle l'angle de Brewster (θ_B) et il peut être obtenu par :

$$R_V = 0$$

ce qui dans un milieu non-magnétique est :

$$\sqrt{\epsilon_2} \cos \theta_B = \sqrt{\epsilon_1} \cos \theta_2 \quad (2.18)$$

d'où,

$$\tan \theta_B = \sqrt{\frac{\epsilon_2}{\epsilon_1}} \quad (2.19)$$

La réflectivité (Γ) et la transmissivité (t) caractérisent ces phénomènes en termes d'intensité et sont les grandeurs couramment utilisées en radiométrie :

$$\begin{aligned}\Gamma_p &= |R_p|^2 \\ t_p &= |T_p|^2\end{aligned}\quad (2.20)$$

où p exprime la polarisation de l'onde. Par conservation de l'énergie Γ et t sont reliées par la relation suivante :

$$\Gamma_p + t_p = 1 \quad (2.21)$$

2.3 Le Transfert radiatif

Les modèles d'émission d'une surface naturelle en bande-L ont pour but de décrire l'émission des différents composants (sol, végétation, forêt, atmosphère) et les interactions entre les différentes émissions et le milieu. On peut distinguer deux approches différentes pour résoudre ce problème : les approches physiques et les approches semi-empiriques. Les approches physiques intègrent une description précise des différents éléments intervenants dans l'émission et résolvent les équations de Maxwell. Ces approches permettent une analyse détaillée des différentes contributions à l'émission. Cependant elles ne sont pas appropriées pour les applications de télédétection.

L'équation de transfert radiatif décrit comment la radiation est modifiée en se propageant dans un volume donné avec l'hypothèse d'interactions incohérentes [Chandrasekhar and *et al.* 1960]. L'interaction entre la radiation et la matière peut se décrire par deux processus distincts : l'extinction et l'émission. Si la radiation qui traverse un milieu réduit son intensité, on a de l'extinction. Si le milieu rajoute de l'énergie on a de l'émission. Normalement, l'interaction consiste en une combinaison de ces deux processus. Les équations de transfert radiatif représentent un bilan d'énergie radiative dans un élément de volume infinitésimal où l'on prend en compte les effets d'absorption et de diffusion.

La perte en énergie par extinction d'un rayonnement d'intensité I est donnée par :

$$dI_{extinction} = k_e I dr \quad (2.22)$$

où k_e est le coefficient d'extinction du milieu (en Nepers m^{-1}). L'extinction peut se produire par diffusion ou par absorption. Soit :

$$k_e = k_a + k_s \quad (2.23)$$

où k_a est le coefficient d'absorption et k_s est le coefficient de diffusion (en Nepers m^{-1}).

L'énergie émise par ce volume infinitésimal est :

$$dI_{emission} = (k_a J_a + k_s J_s) dr \quad (2.24)$$

où J_a et J_s sont des fonctions source qui caractérisent respectivement l'émission thermique et l'émission par diffusion. J_a est aussi appelée fonction source d'absorption car en condition d'équilibre thermodynamique, l'émission thermique est équivalente à l'absorption. Deux termes caractéristiques du milieu sont définis en fonction des paramètres que nous venons de décrire : l'albédo de simple diffusion (w) et l'épaisseur optique du milieu (τ). L'albédo de simple diffusion quantifie l'importance de la diffusion par rapport à l'absorption. Il est défini par :

$$\omega = \frac{k_s}{k_e} \quad (2.25)$$

Ainsi, on peut réécrire l'équation 2.24 :

$$\begin{aligned} dI_{emission} &= k_e \left(\frac{k_a}{k_e} J_a + \frac{k_s}{k_e} J_s \right) dr = \\ &= k_e ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) dr \end{aligned} \quad (2.26)$$

L'épaisseur optique du milieu se définit par :

$$\tau(r_1, r_2) = \int_{r_1}^{r_2} k_e dr \quad (2.27)$$

La différence d'intensité du rayonnement traversant un milieu peut s'écrire donc comme la différence entre l'émission et l'extinction :

$$\begin{aligned} dI &= dI_{emission} - dI_{extinction} = \\ &= k_e I dr - k_e ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) dr = \\ &= I d\tau - ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) d\tau \end{aligned} \quad (2.28)$$

et ainsi, nous obtenons l'équation différentielle simple :

$$\frac{dI}{d\tau} + I = (1 - \omega) J_a + \omega J_s \quad (2.29)$$

Cette équation est connue comme l'*équation de transfert*. La loi de Kirchoff établit qu'en condition d'équilibre thermodynamique, l'émission thermique est équivalente à l'absorption. Ainsi la fonction source J_a est donnée par la loi de radiation de Planck :

$$J_a(r) = \frac{2k}{\lambda^2} T(r) \Delta f \quad (2.30)$$

où $T(r)$ est la température physique du milieu en r .

La fonction source de diffusion rend compte du rayonnement diffusé dans la direction r en fonction du rayonnement incident dans toutes les directions et s'exprime :

$$J_s(r) = \frac{1}{4\pi} \int \int_{4\pi} \Psi(r', r) I(r) d\Omega \quad (2.31)$$

où $\Psi(r', r)$ est la fonction de phase qui exprime la fraction d'énergie provenant de la direction r' diffusée dans la direction r . De façon analogue à J_a on peut exprimer J_s en fonction de la température radiométrique diffusée T_{SC} :

$$J_s(r) = \frac{2k}{\lambda^2} T_{SC}(r) \Delta f \quad (2.32)$$

Les équations 2.19, 2.31 et 2.32 donnent :

$$T_{SC}(r) = \frac{1}{4\pi} \int \int_{4\pi} \Psi(r', r) T_B(r') d\Omega' \quad (2.33)$$

En utilisant les équations 2.30 et 2.32 en 2.29, après intégration le long d'un trajet r , nous obtenons la solution générale des équations de transfert :

$$T_B(r) = T_B(0)e^{-\tau} + \int_0^r k_e(r') [(1 - \omega)T(r') + \omega T_{SC}(r')] e^{-\tau(r', r)} dr' \quad (2.34)$$

La résolution de cette équation nécessite le calcul de la température radiométrique diffusée (T_{SC}). Cependant, le problème se simplifie beaucoup avec l'hypothèse de diffusion négligeable ($\omega \ll 1$) ce qui revient à négliger les termes de la fonction de phase (Ψ). Les modélisations qui se basent sur cette équation de transfert radiatif simplifiée et qui négligent donc le terme de phase sont appelées *d'ordre zéro*.

Pour un milieu non diffusant ($k_e = k_a$) l'équation 2.34 est notamment simplifiée :

$$T_B(r) = T_B(0)e^{-\tau} + \int_0^r k_a(r') T(r') e^{-\tau(r', r)} dr' \quad (2.35)$$

où $T_B(0)$ est la température apparente de la surface, et le terme $e^{-\tau}$ prend en compte l'atténuation due à l'absorption atmosphérique entre la surface et le point d'observation. L'intégrale représente l'émission atmosphérique dans la direction du radiomètre.

La diffusion des particules contenues dans un milieu est souvent appelée *diffusion volumique* pour la distinguer de la diffusion à l'interface entre deux milieux différents qui est appelée *diffusion surfacique*. La diffusion volumique est causée principalement par les discontinuités diélectriques dans le volume considéré qui dépend de la profondeur de pénétration. La profondeur de pénétration (δ_p) dépend de la constante diélectrique du milieu (ϵ) et peut s'estimer par :

$$\delta_p \simeq \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \epsilon''} \quad (2.36)$$

où ϵ' est la permittivité (partie réelle de la constante diélectrique) et ϵ'' la partie imaginaire. Ainsi, l'hypothèse de milieu non diffusant, est valable si les hétérogénéités et/ou les anisotropies des propriétés diélectriques du milieu sont petites par rapport à la longueur d'onde. C'est le cas de la radiation qui traverse l'atmosphère, des surfaces enneigées ou des couverts végétaux à des longueurs d'onde plus larges que celles qui caractérisent la structure du milieu en bande-L. Le cas du sol est illustré par la figure 2.3. La profondeur de pénétration dépend de la constante diélectrique du milieu (et donc de l'humidité du sol). Elle est petite dans le cas du sol humide ce qui rend négligeable la diffusion volumique. Dans le cas d'un sol sec, la profondeur de pénétration augmente et l'hypothèse de milieu non diffusant peut ne plus être valable.

2.4 Émission et diffusion par le sol

Dans cette partie nous nous intéressons à l'interaction de la radiation avec une surface caractérisée avec une discontinuité abrupte à l'interface. En particulier, nous voulons trouver des relations entre la

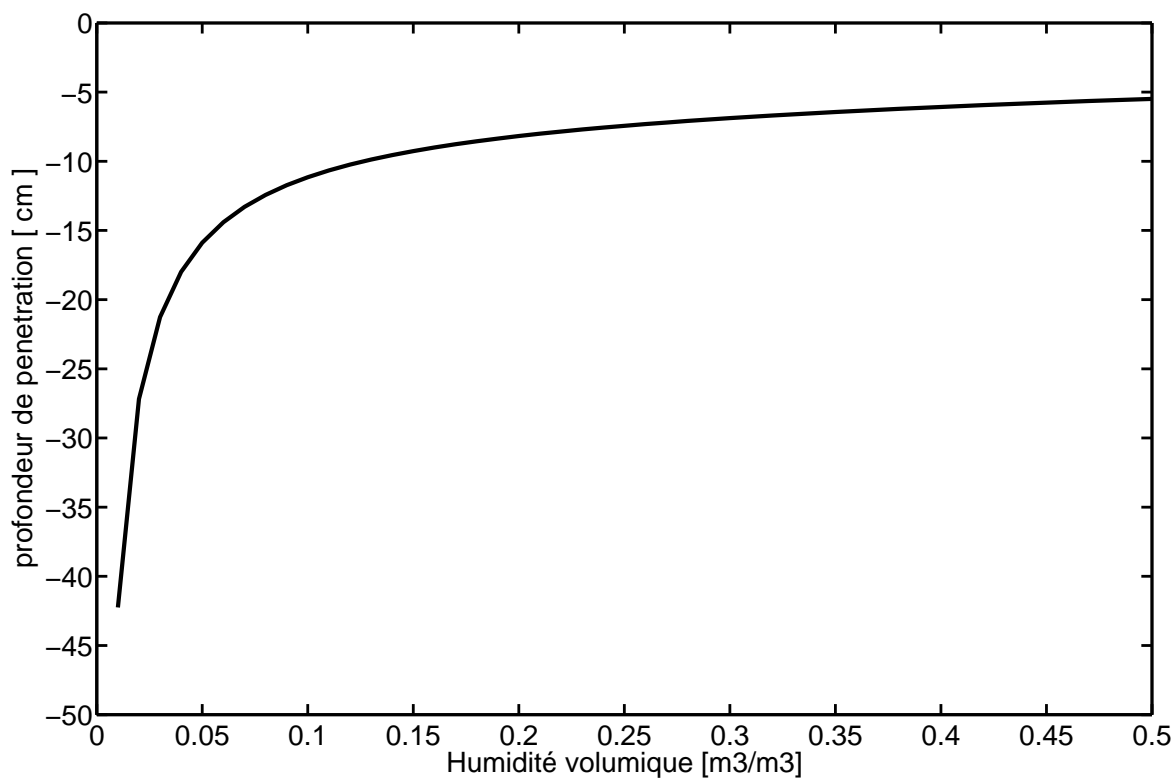


FIG. 2.3 – Profondeur de pénétration (calculée avec l'équation 2.36) en fonction du contenu en eau dans le sol pour le site SMOSREX.

température de brillance d'une surface (T_B) et les caractéristiques physiques de cette surface. Tout d'abord, nous étudierons brièvement le cas d'une surface plane et ensuite le cas général d'une surface rugueuse. Une surface est considérée électromagnétiquement plane à une fréquence si les variations de hauteur de la surface sont négligeables par rapport à la longueur d'onde.

2.4.1 Surface plane

Dans le cas d'un sol avec une surface complètement plane ou spéculaire avec un profil de température et diélectrique uniforme, la réflectivité peut se calculer à l'aide des coefficients de réflexion de Fresnel (2.12) qui dans le cas d'un interface sol-air se simplifient :

$$\Gamma_H(\theta) = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}} \right|^2 \quad (2.37)$$

$$\Gamma_V(\theta) = \left| \frac{\epsilon\cos\theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}}{\epsilon\cos\theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}} \right|^2 \quad (2.38)$$

$$(2.39)$$

où ϵ est la permittivité du sol et θ l'angle d'observation.

ainsi la température de brillance de la surface en une polarisation p (T_{B_p}) peut s'écrire en fonction de la réflectivité en la même polarisation Γ_p :

$$T_{B_p}(\theta) = [1 - \Gamma_p(\theta)]T_S \quad (2.40)$$

où T_S est la température de la surface.

d'où l'émissivité (e_p) de cette surface (voir équation 2.5) est :

$$e_p(\theta) = \frac{T_{B_p}}{T_S} = 1 - \Gamma_p(\theta) \quad (2.41)$$

Ainsi, l'émissivité d'une surface (le sol) dépend de l'angle d'observation (θ) et de la permittivité du milieu (à travers les coefficients de Fresnel). Dans la suite de ce chapitre nous montrons que la permittivité d'un sol dépend essentiellement de son contenu en eau. Ainsi, l'émissivité d'un sol en bande-L dépend très fortement de son humidité. La figure 2.4 illustre la variation angulaire de l'émissivité d'un sol complètement lisse pour deux valeurs différentes d'humidité.

Le cas des surfaces naturelles non-homogènes est celui des milieux avec un profil de température et d'humidité (et donc de constante diélectrique). A cause du profil diélectrique non homogène, on doit prendre en compte des réflexions multiples dans le milieu et deux approches théoriques sont utilisées pour résoudre ce problème :

- l'approche cohérente qui prend en compte à la fois l'amplitude et la phase de l'onde [Wilheit 1978, Njoku and Kong 1977]

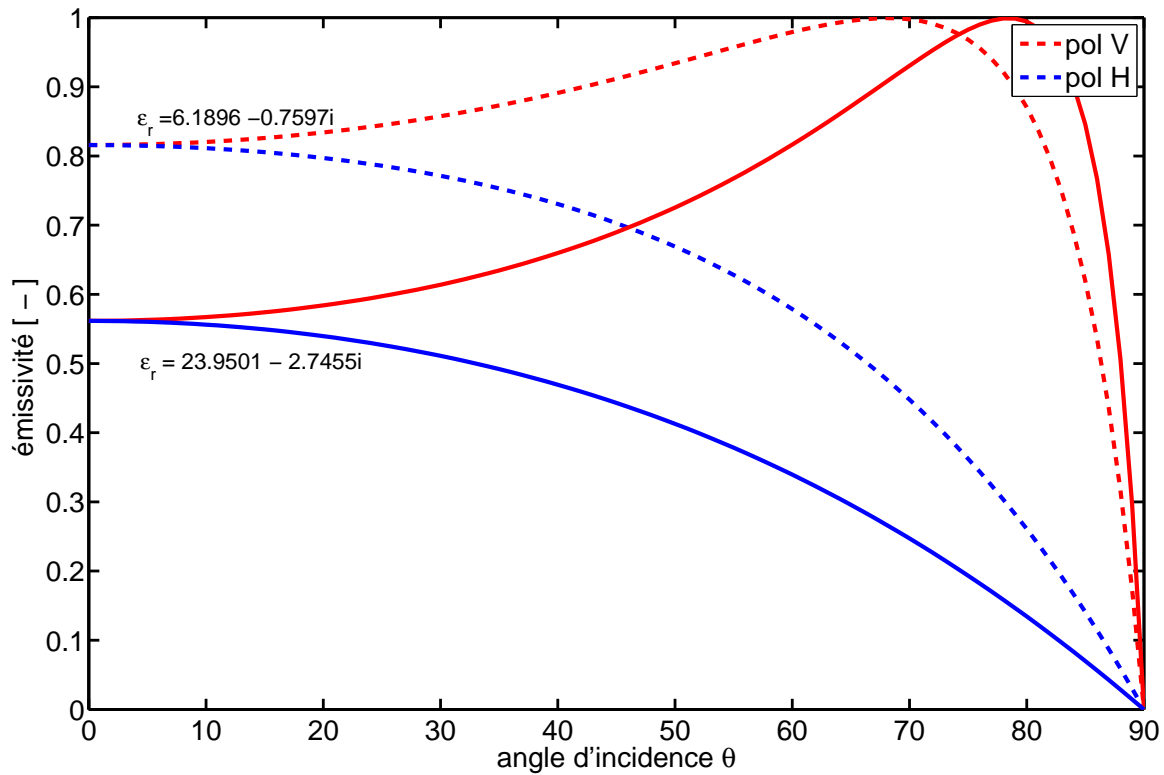


FIG. 2.4 – Emissivité d’une surface plane en polarisation horizontale et verticale selon l’angle d’incidence et pour deux valeurs différentes de permittivité. Dans le cas de SMOSREX, une $\epsilon_r = 6.1896 - 0.7597i$ correspond à une teneur en eau de $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ et $\epsilon_r = 23.9501 - 2.7455i$ à $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ces valeurs ont été calculées avec le modèle de *Dobson et al. 1985*

- l’approche incohérente qui s’appuie uniquement sur l’amplitude de l’onde [Njoku and Kong 1979]

L’approche semi-empirique néglige les gradients diélectriques et prend en compte les gradients thermiques à travers la définition de la température effective du milieu (T_{eff}). Ainsi,

$$T_{Bp}(\theta) = [1 - \Gamma_p(\theta)]T_{eff} \quad (2.42)$$

où Γ_p doit être ici considérée comme une réflectivité *effective*. T_{eff} peut être obtenue de l’équation simplifiée du transfert radiatif [Njoku and Kong 1977] :

$$T_{eff} = \int_0^\infty T_S(z)P(z)dz \quad (2.43)$$

où $T_S(z)$ est le profil de température du sol selon la profondeur (z) et $P(z)$ est une fonction de poids qui prend en compte l’atténuation de l’onde dans le sol :

$$P(z) = \alpha(z)exp\left[-\int_0^z \alpha(z')dz'\right] \quad (2.44)$$

avec,

$$\alpha(z) = \left[\frac{4\pi}{\lambda} \frac{\epsilon''(z)}{2\epsilon'(z)}\right]^{1/2} \quad (2.45)$$

[Choudhury et al. 1982] proposent une expression simplifiée de la température effective comme une fonction linéaire de la température du sol à deux profondeurs. La paramétrisation de *Wigneron et al.* prend en compte aussi l’humidité du sol pour le calcul. Ainsi, plus le sol est sec plus les couches profondes contribuent à l’émission [Wigneron et al. 2001]. Cette paramétrisation est :

$$T_{eff} = T_{deep} + (T_{surf} - T_{deep})\left(\frac{w_{surf}}{w_o}\right)^b \quad (2.46)$$

où, T_{deep} est la température du sol à 50 cm de profondeur, T_{surf} est la température du sol à 5 cm de profondeur, w_{surf} est l’humidité du sol en surface, et w_o et b sont déterminés empiriquement.

Récemment, *Holmes et al. 2006* ont proposé une nouvelle paramétrisation qui a principalement la même forme que celle de *Wigneron et al. 2001* en utilisant la valeur de la constante diélectrique au lieu de l’humidité. Bien qu’elle nécessite le calcul de la constante diélectrique, cette nouvelle paramétrisation présente l’avantage d’être plus stable à l’échelle interannuelle.

2.4.2 Surface rugueuse

Dans le cas général d’une surface rugueuse, la diffusion se caractérise par les coefficients bi-statiques. L’expression communément utilisée a été développée par [Peake 1959]. Elle provient de l’application des lois de Kirchhof et est équivalente à celle de l’équation 2.33 :

$$\Gamma_p(\theta) = \frac{1}{4\pi \cos\theta} \int_{4\pi} [\sigma_{pp}(\theta_i, \phi_i, \theta_d, \phi_d) + \sigma_{pq}(\theta_i, \phi_i, \theta_d, \phi_d)] d\Omega_d \quad (2.47)$$

où les indices i et d signifient incident et diffusé respectivement, le coefficient bistatique σ_{pp} prend en compte l'émission diffusée dans la direction d'observation et qui est souvent appelé terme cohérent et σ_{pq} prend en compte la diffusion dans toutes les autres directions et est appelé incohérent. Dans le cas d'une surface spéculaire, l'intégration de σ_{pp} donne les coefficients de Fresnel, et le terme incohérent est nul.

Nous pouvons distinguer deux approches pour résoudre ce problème [Wigneron et al. 2006] :

- approche physique. La réflectivité de la surface se calcule par intégration des coefficients bistatiques.
- approche semi-empirique, se basent sur les équations simplifiées dérivées des approches physiques.

Dans les approches physiques, la composante incohérente se calcule par intégration des coefficients bistatiques de diffusion sur l'hémisphère supérieur. On peut distinguer deux approches : les simulations numériques et les modèles analytiques. Les simulations numériques comme le modèle de Monte-Carlo résolvent directement les équations de Maxwell et permettent le calcul de la réflectivité sans aucune approximation [Fung 1994].

Les modèles analytiques se basent sur une description physique de la diffusion et font une série d'hypothèses pour modéliser les coefficients bistatiques. Les méthodes analytiques traditionnelles sont la méthode des petites perturbations (SPM) et l'approximation de Kirchhof (KA). L'hypothèse principale de KA est que la réflexion peut se produire en tout point de la surface, c'est-à-dire, que la surface peut être regardée en chaque point comme un plan incliné. Cette approximation est valide si la longueur de corrélation est plus grande que la longueur d'onde. La méthode des petites perturbations est applicable quand la longueur de corrélation et l'écart type des hauteurs sont petits par rapport à la longueur d'onde. Pour une surface donnée la méthode SPM et la méthode KA peuvent être regardées comme des approximations pour les hautes et basses fréquences respectivement. Plus récemment le modèle des équations intégrales (IEM) intègre les différents domaines d'application du SPM et le KA [Tsang et al. 2001].

La diffusion surfacique est donc très bien caractérisée par l'intégration des coefficients bistatiques. Cependant, ces approches ne prennent pas en compte les effets de transmission, et donc sa validité semble discutable dans des milieux à forts gradients de température ou diélectriques. Par ailleurs, ces approches demandent une connaissance très détaillée des paramètres géophysiques, paramètres qui ne sont en général pas disponibles à l'échelle des satellites. La complexité de calcul de ces approches rend assez difficile l'application directe aux données satellitaires. Cependant ce type d'approches est utile pour valider les modèles semi-empiriques.

Les approches semi-empiriques proviennent pour la plupart de l'expression modifiée de la composante cohérente. [Choudhury et al. 1979] proposent la formulation suivante pour la réflectivité d'une surface rugueuse (Γ_p) :

$$\Gamma_p(\theta) = \Gamma_{op}(\theta)e^{-h_o \cos^2 \theta} \quad (2.48)$$

où, Γ_{op} est la réflectivité de Fresnel et $h_o = (2k\sigma)^2$ (k est le nombre d'onde) exprime la

rugosité de la surface (σ) en rapport avec la longueur d'onde. Dans leur article, les auteurs estiment σ pour un angle d'incidence et une polarisation fixés, la dépendance angulaire n'est donc pas testée. Par ailleurs, les valeurs estimées de σ sont plus faibles que les écart types des hauteurs mesurées [Choudhury et al. 1979].

Le modèle semi-empirique de Wang et Choudhury modifie l'expression antérieure pour inclure la dépolarisation du signal associée à l'augmentation de la rugosité. Ce modèle exprime les deux composantes, cohérente et incohérente, de l'émission en relation avec la réflectivité spéculaire de la façon suivante [Wang and Choudhury 1981] :

$$\Gamma_p(\theta) = [(1 - Q)\Gamma_{op}(\theta) + Q\Gamma_{oq}(\theta)]e^{-h\cos^n(\theta)} \quad (2.49)$$

où, Γ_{op} est la réflectivité de Fresnel pour la polarisation p , Γ_{oq} est la réflectivité de Fresnel pour la polarisation orthogonale à p , Q est le facteur de mélange de polarisation, n exprime la dépendance angulaire de la rugosité, et h est le paramètre de rugosité. Les auteurs mentionnent que les valeurs des paramètres h et Q ajustées sont indépendantes de l'angle d'incidence θ .

Le modèle de Wang et Choudhury est assez simple pour être adapté à des problèmes d'inversion. Cependant, étant donné que les différents paramètres sont souvent déterminés par calage entre les observations et le modèle, ces paramètres incluent des erreurs de mesure et ne sont pas bien établis. Le paramètre n exprime la dépendance angulaire du terme de rugosité. Quelques études utilisent la valeur $n = 2$ proposé dans Choudhury et al. 1979 [Vall-llosera et al. 2005], d'autres $n = 0$ [Wang et al. 1983, Wigneron et al. 2001], mais pour une grande gamme de fréquences, $n = 0.5$ décrit mieux les données en polarisation horizontale [Wegmüller and Mätzler 1999]. De façon similaire, il n'y a pas de consensus pour la valeur du paramètre de rugosité, Vall-llosera et al. utilisent la valeur proposée dans l'étude initiale de Choudhury et al. 1979 $h_o = (2k\sigma)^2$ [Vall-llosera et al. 2005], mais Wigneron et al. ont constaté expérimentalement que des valeurs plus petites décrivent mieux les données et ainsi h devient une valeur empirique [Wigneron et al. 2001].

Par ailleurs, les différents paramètres de ce modèle (n, h, Q) sont considérés indépendants de la polarisation ou de l'angle d'incidence. Cependant Mo et al. and Shi et al. ont signalé que les effets de rugosité dépendent autant de l'angle d'incidence que de la polarisation [Mo et al. 1987, Shi et al. 2002]. En revanche, il y a un accord pour considérer qu'aux basses fréquences micro-ondes (bande L), le mélange de polarisation est négligeable, c'est-à-dire que $Q = 0$ [Wigneron et al. 2001], [Njoku et al. 2003].

2.5 Émission et diffusion par la végétation

Bien que des méthodes qui résolvent exactement les équations de Maxwell aient été appliquées sur des surfaces avec végétation [Oh et al. 2002], ces approches restent du domaine théorique et de la validation des différentes méthodes approximatives.

Parmi les méthodes approximatives cohérentes (celles qui prennent en compte l'amplitude et la phase de l'onde) la plus commune est l'approximation de Born (DBA) [Ulaby et al. 1986].

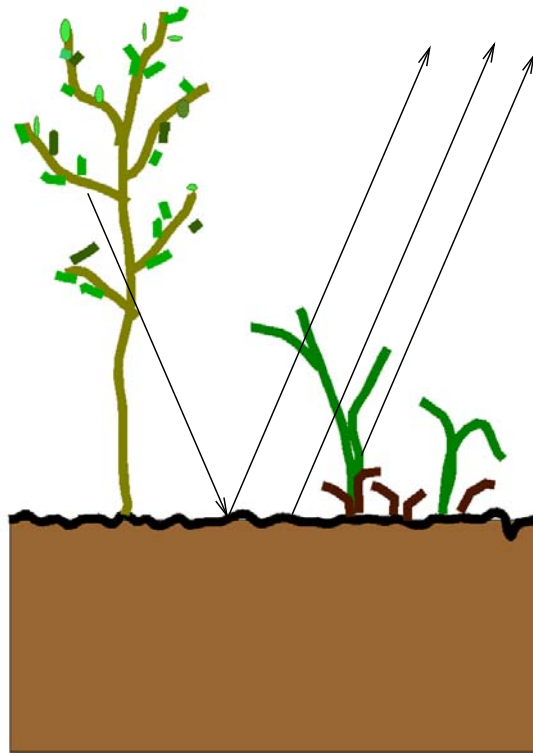


FIG. 2.5 – Le modèle $\tau - \omega$ exprime T_B comme la somme de trois termes différents : l'émission du sol atténuée par la végétation, l'émission de la végétation, et l'émission de la végétation réfléchi sur le sol et atténuée par la végétation.

L'approximation de Born (DBA) est une approche cohérente d'ordre 1. Leur hypothèse principale est que l'atténuation par les diffuseurs est indépendante des interactions entre diffuseurs qui sont donc négligées. L'approche cohérente a été utilisée pour l'étude des émissions de prairies [Stiles and Sarabandi 2000], cultures [Marliani et al. 2002] et forêt [Koh et al. 2003]. Ces approches définissent beaucoup de paramètres et sont difficiles à inverser. Les méthodes qui se basent sur les équations de transfert radiatif simplifiées (équation 2.35) sont donc préférées pour l'estimation de l'humidité à partir des données satellitaires [Wigneron et al. 1995, Ferrazoli et al. 2002]. Cependant, dans le cas de végétation très dense, l'hypothèse de diffusion négligeable des approches d'ordre zéro peut ne plus être valable et ainsi, l'émission globale peut être sous-estimée [Van de Griend and Wigneron 2004].

2.5.1 Le modèle $\tau - \omega$

Le modèle $\tau - \omega$ est le résultat de l'application des équations de transfert radiatif simplifiées d'ordre zéro [Mo et al. 1982]. La diffusion volumique n'est considérée que par sa contribution à l'extinction, et le gain en émission dû à la diffusion est négligé. Le modèle néglige la réflexion entre la végétation et l'atmosphère puisque les différences diélectriques sont petites. Et les différentes couches sont considérées homogènes et en équilibre thermodynamique.

Ainsi, la température de brillance (T_B) d'une surface avec un couvert végétal peut s'exprimer simplement à partir de l'approche simplifiée de l'équation de transfert radiatif qui vient d'être décrite. En première approximation nous considérons que l'indice de réfraction de la végétation est peu différent de celui de l'air, et donc que la réflectivité de la végétation (Γ_v) est négligeable. Ainsi, comme illustre la figure 2.5, T_B peut s'écrire comme la somme de trois termes différents : l'émission du sol atténuée par la végétation, l'émission de la végétation, et l'émission de la végétation réfléchie sur le sol et atténuée par la végétation. Pour un milieu non-diffusant l'expression analytique de la température de brillance est :

$$T_B = T_S(1 - \Gamma_S)e^{-\tau/\cos\theta} + (1 - \omega)(1 - e^{-\tau/\cos\theta})T_V + (1 - \omega)(1 - e^{-\tau/\cos\theta})T_V\Gamma_S e^{-\tau/\cos\theta} \quad (2.50)$$

où T_S est la température effective du sol, Γ_S est la réflectivité du sol, τ est l'opacité de la végétation, θ l'angle d'incidence, T_V est la température de la végétation et ω est l'albédo de simple diffusion.

L'opacité de la végétation verte (τ_G) peut s'exprimer en fonction de la teneur en eau de la végétation (GWC en kgm^2) [Jackson and Schmugge 1991] :

$$\tau_G = b_G GWC \quad (2.51)$$

où b_G est un paramètre déterminé de façon empirique. Plusieurs travaux ont évalué les valeurs prises par b_G selon le type de végétation. Pour des jachères des études précédentes ont trouvé que $b_G = 0.1 - 0.3$ s'ajuste aux observations [Wang et al. 1990, Wang et al. 1982, Jackson et al. 1982].

[Saleh et al. 2006] ont proposé de modéliser l'opacité de la couche de litière de façon similaire et ainsi :

$$\tau_L = b_L LWC \quad (2.52)$$

LWC est le contenu en eau de la couche de litière en kg/m^2 .

[Saleh et al. 2006] ont estimé $b_L = 0.26$ sur le site SMOSREX. L'opacité totale de la végétation se calcule en sommant les contributions de la végétation verte (τ_G) et de la litière (τ_L) *i.e.* $\tau = \tau_G + \tau_L$.

La température de la végétation (T_V) a été obtenue empiriquement par interpolation de la température infrarouge de la végétation (TIR) et la température du sol à 1 cm de profondeur ($T_{S_{1cm}}$) :

$$T_V = 0.65TIR + 0.35T_{S_{1cm}} \quad (2.53)$$

2.6 Constante diélectrique

L'émissivité du sol dépend fortement de sa constante diélectrique. Dans le cas de la végétation, les modèles d'ordre zéro négligent la réflexion entre la végétation et l'atmosphère. Ainsi, la constante diélectrique de la végétation, qui dépend de sa teneur en eau, n'est prise en compte qu'indirectement à travers l'opacité.

La fin de ce chapitre est donc consacrée à la description du modèle de constante diélectrique du sol humide que nous utiliserons dans la suite de cette thèse. La constante diélectrique (ϵ) d'un matériau est une mesure de sa capacité à se polariser en réponse à un champ électrique. En général, ϵ est un nombre complexe dont la partie réelle est associée à l'emmagasinage d'énergie (la permittivité ϵ'), et la partie imaginaire ϵ'' à la dissipation d'énergie.

Dans le cas particulier d'un sol humide, la contribution de la partie imaginaire, ϵ'' , est relativement petite et, la plupart des études simplifiées considèrent seulement la permittivité (partie réelle) de la constante diélectrique. Étant donné la petite valeur de la constante diélectrique de l'air ($\epsilon_a \sim 1$) et des particules solides du sol ($\epsilon_s \sim 4$) comparée à celle de l'eau ($\epsilon_w \sim 80$), la constante diélectrique du sol humide dépend très fortement de la quantité d'eau dans le sol. C'est cette dépendance qui est utilisée pour estimer l'humidité du sol.

2.6.1 Modèle diélectrique du sol humide

Les modèles diélectriques du sol humide décrivent la relation entre la constante diélectrique du sol (ϵ_b) et son humidité volumique. Le modèle semi-empirique proposé par [Dobson et al. 1985] est devenu une référence pour estimer ϵ_b dans le domaine des micro-ondes. Ce modèle calcule ϵ_b en pondérant les constantes diélectriques des différents constituants du sol (*i.e.* eau, air et sol solide) par leur contenu volumétrique partiel. Ainsi, la constante diélectrique du sol humide se calcule :

$$\epsilon_b^\alpha = \sum_i V_i \epsilon_i^\alpha \quad (2.54)$$

où, ϵ_i , est la constante diélectrique de chaque constituant du sol, V_i est le contenu volumétrique partiel de chaque constituant du sol, i fait référence respectivement à l'air (a), le sol solide (s), et l'eau (w), et α est un paramètre empirique.

Les effets de la température (T) et de la fréquence de mesure sur les constantes diélectriques des différents constituants du sol ont déjà été caractérisés [Ulaby et al. 1986]. Ils sont négligeables dans le sol solide et dans l'air mais il sont importants dans l'eau. Ces effets sont détaillés ci-dessous.

La polarisabilité de l'eau dépend fortement de la fréquence considérée. Aux basses fréquences, l'eau est facilement polarisable. Cependant, à cause des forces qui les relient, les molécules d'eau ne peuvent pas vibrer aussi facilement aux hautes fréquences ce qui fait diminuer ϵ_w aux hautes fréquences. La dépendance de ϵ_w avec la fréquence s'exprime par l'équation de Debye :

$$\epsilon_w = \epsilon_{\infty w} + \frac{\epsilon_{0w} - \epsilon_{\infty w}}{1 + jf/f_{r_w}} \quad (2.55)$$

où, f est la fréquence ; ϵ_{0w} est la constante diélectrique de l'eau pour $f \ll f_{r_w}$, $\epsilon_{\infty w}$ est la constante diélectrique de l'eau pour $f \gg f_{r_w}$, f_{r_w} est la fréquence de relaxation de l'eau, *i.e.* la fréquence à laquelle $\epsilon_w = \epsilon_{0w}/2$, et j est le nombre imaginaire qui a la propriété $j^2 = -1$.

Les effets de la température sur ϵ_{0w} et f_{r_w} sont connus et ils ont été déterminés de façon empirique [Stogryn 1971, Klein and Swift 1977] :

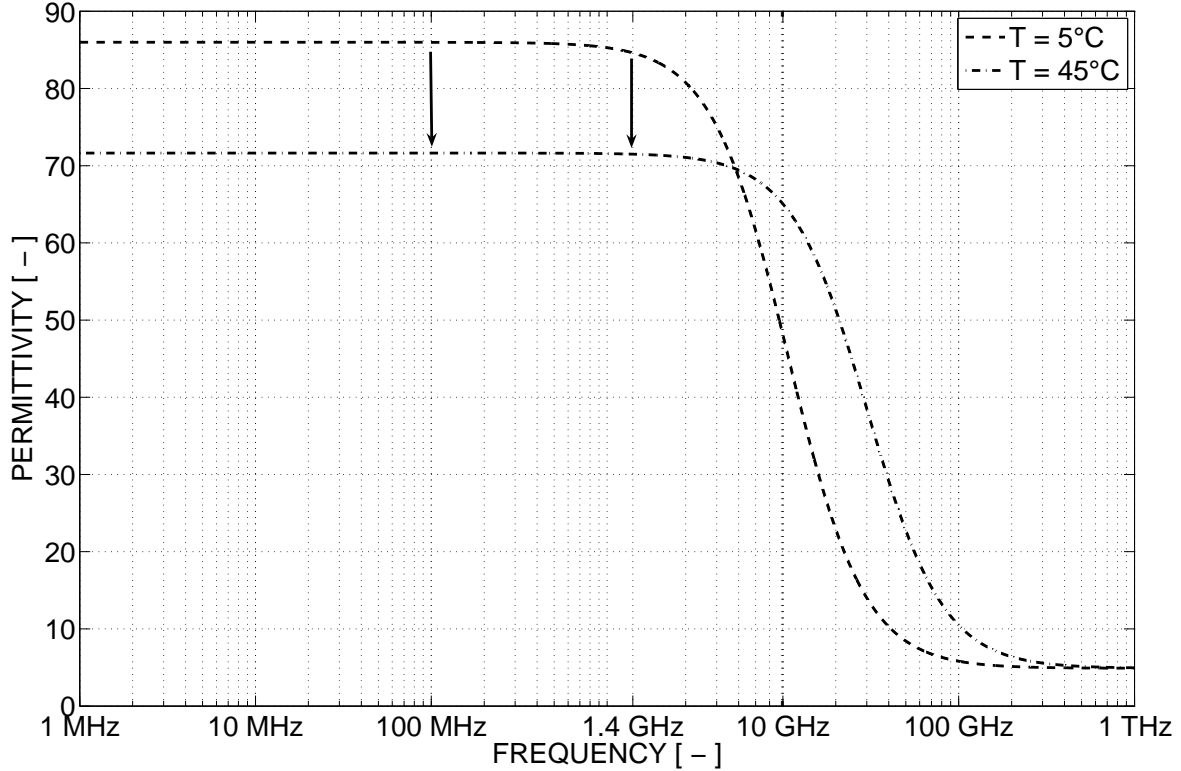


FIG. 2.6 – Constante diélectrique de l'eau en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes.

$$\epsilon_{ow} = 87.134 - 1.949 * 10^{-1}T - 1.276 * 10^{-2}T^2 + 2.491 * 10^{-4}T^3 \quad (2.56)$$

$$1/f_{r_w} = 1.1109 * 10^{-10} - 3.824 * 10^{-12}T + 6.938 * 10^{-14}T^2 - 5.096 * 10^{-16}T^3 \quad (2.57)$$

où T est exprimée en °C.

L'équation (2.57), nous permet de calculer la fréquence de relaxation de l'eau. Pour l'intervalle de températures de l'eau du sol $T = 5^\circ\text{C}$ et $T = 45^\circ\text{C}$, f_{r_w} est respectivement 11 GHz et 30 GHz. Ces équations (2.56 et 2.57) nous permettent aussi d'étudier les effets de la température. La figure 2.6 représente la constante diélectrique de l'eau en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes représentatives de l'eau dans le sol. Cette figure montre que les effets à 1.4 GHz (radiomètre en bande L) ou à 100 MHz (Theta Probe) sont similaires. Concrètement, la constante diélectrique de l'eau décroît avec la température à ces fréquences.

2.6.2 Constante diélectrique de l'eau liée

Le modèle décrit ci-dessus, considère implicitement que les propriétés diélectriques de l'eau dans le sol sont équivalentes aux propriétés diélectriques de l'eau hors du sol (ϵ_w). Quand les molécules

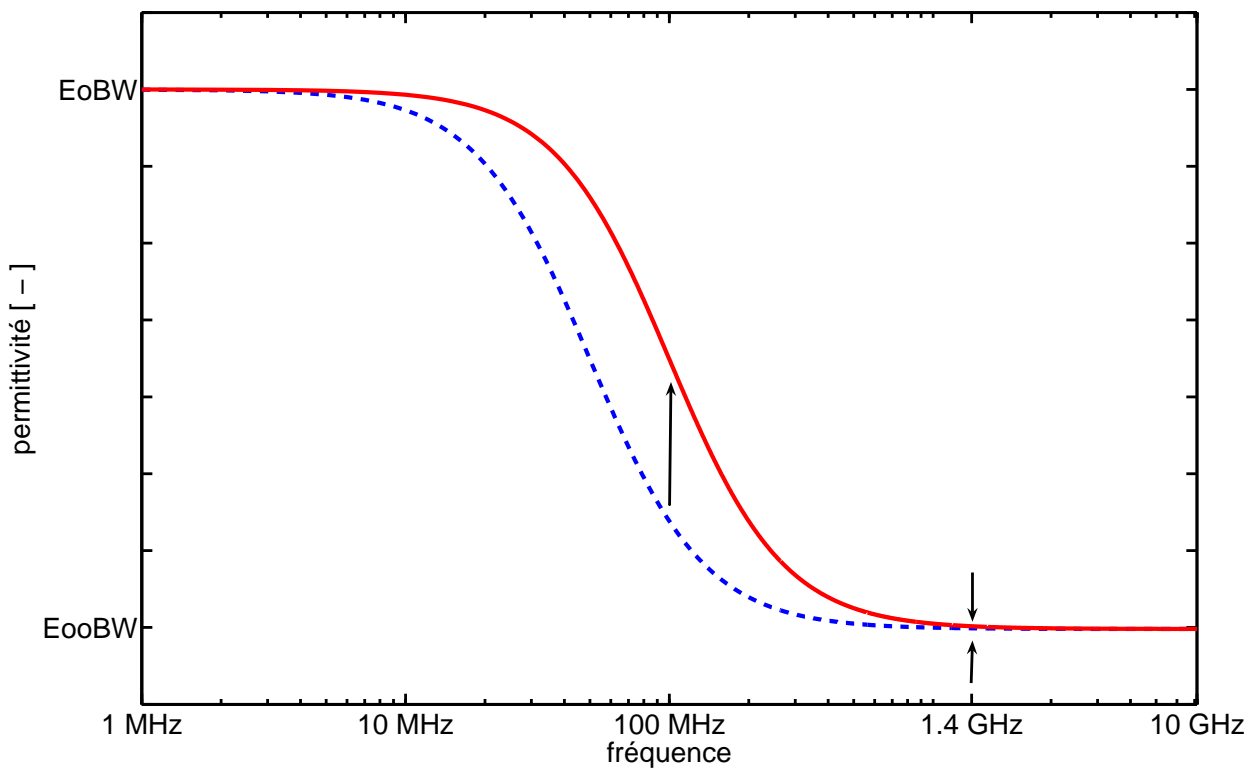


FIG. 2.7 – Constante diélectrique de l'eau liée en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes.

d'eau du sol sont distantes de la surface des particules du sol, ce que l'on appelle 'eau libre' ('free water'), leur constante diélectrique (ϵ_{FW}) est équivalente à ϵ_w . Cependant, une fraction de l'eau dans le sol, que l'on appelle 'eau liée' ('bound water'), est liée à la matrice du sol et sa constante diélectrique (ϵ_{BW}) diffère de ϵ_w . Tout d'abord, due aux forces qui l'attache à la matrice du sol, la capacité de polarisation de l'eau liée est inférieure que celle de l'eau libre et donc, $\epsilon_{oBW} < \epsilon_{oFW}$. Ensuite, la fréquence de relaxation est différente pour l'eau libre et liée. [Hilhorst et al. 2001] ont signalé que f_{rBW} pourrait être inférieure à 150 MHz et [Robinson et al. 2003] ont estimé que f_{rBW} serait dans l'intervalle 10 - 100 MHz.

Considérant la validité de l'équation de Debye (2.55) pour l'eau liée et que la fréquence de relaxation augmente avec la température, on a représenté la constante diélectrique de l'eau liée (figure 2.7), pour l'intervalle de fréquences de relaxation suggéré : $f_{rBW} = 50$ MHz and $f_{rBW} = 100$ MHz. On constate que ϵ_{BW} à 1.4 GHz n'est pas dépendant de f_{rBW} , c'est-à-dire que ϵ_{BW} à cette fréquence n'est pas dépendant de la température. Cependant, les effets de la température à 100 MHz sont importants : ϵ_{BW} augmente avec f_{rBW} , c'est à dire ϵ_{BW} augmente avec la température. En d'autres termes, à 100 MHz ϵ_{BW} augmente avec la température.

Bien que la fréquence de relaxation de l'eau liée ait été étudiée dans d'autres travaux [Hilhorst et al. 2001, Robinson et al. 2003], elle n'est pas encore caractérisée de façon précise. Ainsi, l'eau liée n'est pas encore considérée comme un composant spécifique du sol dans les modèles

diélectriques. Cette hypothèse est appropriée si (1) la fraction d'eau liée est négligeable comme c'est le cas des sols humides où (2) la constante diélectrique est considérée à des fréquences en dehors de la plage de relaxation de l'eau liée.

2.7 Conclusion

Le but de ce chapitre est de décrire les modèles qui serviront pour l'estimation de l'humidité du sol à partir des données radiométriques du satellite SMOS qui sera lancé début 2008. Le satellite SMOS mesurera l'émission thermique de la surface terrestre aux basses fréquences micro-ondes (bande-L) pour une variété d'angles d'incidence (10 - 55 °) et pour deux polarisations [Kerr et al. 2001]. Ainsi, tout d'abord, nous avons présenté les fondements de la radiométrie avec un accent tout particulier sur les basses fréquences.

Ensuite, nous avons présenté les différents types d'approches utilisées pour relier les mesures radiométriques avec des paramètres biophysiques. Deux grands groupes se dégagent : les méthodes exactes qui résolvent les équations des ondes sans aucune approximation et les méthodes qui se basent sur des équations physiques simplifiées. Les méthodes exactes demandent une connaissance très détaillée de la surface à étudier et ne sont donc pas adaptées à notre tâche. Cependant elles sont très utiles pour évaluer la contribution des différents éléments et leur domaine d'application. L'approche de modélisation retenue est basée sur les équations de transfert radiatif simplifiées [Chandrasekhar and *et al.* 1960]. Les hypothèses principales de cette approche sont les suivantes :

- i) surfaces homogènes et en équilibre thermodynamique
- ii) la diffusion dans le milieu est négligée et n'est prise en compte que par son atténuation de l'émission

Dans la pratique, les surfaces ne sont ni homogènes ni en équilibre thermodynamique, cependant les modèles semi-empiriques permettent de prendre en compte ces limitations à travers l'utilisation de paramètres 'effectifs'. L'hypothèse de milieu non diffusant est plus contraignante et sa validité n'est plus assurée dans le cas d'un sol nu très sec ou dans le cas de végétation très dense.

Finalement, nous avons présenté le modèle de *Dobson et al. 1985* qui est utilisé pour dériver la constante diélectrique du sol en fonction de sa température et de sa teneur en eau.

Quelques questions se dégagent des modèles présentés dans ce chapitre :

- comment les mesures de constante diélectrique sont influencées par la fréquence ? c'est-à-dire, mise à part les effets d'échelle, dans quelle mesure les estimations d'humidité à partir des données radiométriques (1.4 GHz) sont-elles comparables à celles des données *in situ* ?
- quelle est l'influence de la rugosité aux différents angles d'incidence et aux différentes polarisations ?
- sur les couverts végétaux, la rosée a-t-elle un rôle dans l'émission ?
- quelle est l'influence de la variation journalière du contenu en eau de végétation ?

Dans la suite de cette thèse nous allons essayer de répondre à ces questions.

Chapitre 3

Données Expérimentales

3.1 Introduction

Les données expérimentales utilisées pour le développement des travaux de thèse proviennent du site expérimental SMOSREX. L'expérience SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) a été conçue dans le cadre de la préparation à SMOS. Les objectifs de SMOSREX sont multiples. Il s'agit d'une part de développer et d'améliorer les algorithmes direct et inverse en bande L et d'autre part d'étudier les techniques d'assimilation amenant à restituer l'humidité racinaire. Ainsi, les données SMOSREX ont fait l'objet de nombreux études concernant, par exemple, la température effective du sol [Holmes et al. 2006], l'interception des précipitations par une couche végétale [Saleh et al. 2006], ou l'assimilation des données radiométriques dans les modèles de transfert surface-végétation-atmosphère [Muñoz Sabater et al. 2004].

Les objectifs de cette thèse sont tout d'abord de mettre au point un modèle du sol qui tienne compte de la signature angulaire et polarimétrique de l'émission. Ensuite, nous aborderons la modélisation d'effets plus complexes comme l'influence de la rosée ou des variations journalières de contenu en eau de la végétation sur le signal. Les données SMOSREX sont très adaptées aux objectifs de notre thèse car (i) les mesures concernent deux types de surface : un sol nu et une jachère couvrant tout le spectre angulaire SMOS et (ii) il s'agit d'une expérience long terme. L'aspect long terme permet de considérer une large gamme de conditions météorologiques, hydrologiques et phénologiques. Ainsi, ceci permet d'une part de développer des modèles robustes et d'autre part d'étudier des événements spéciaux comme la rosée.

Dans ce chapitre, nous décrivons les mesures SMOSREX qui concernent les travaux de cette thèse¹. Nous présentons les différentes mesures réalisées pour caractériser le terrain expérimental, ainsi que les différentes variables mesurées qui seront utilisées dans les chapitres suivants.

¹La présentation générale de l'expérience SMOSREX a été publiée à RSE [de Rosnay et al. 2006], cet article est donné en annexe

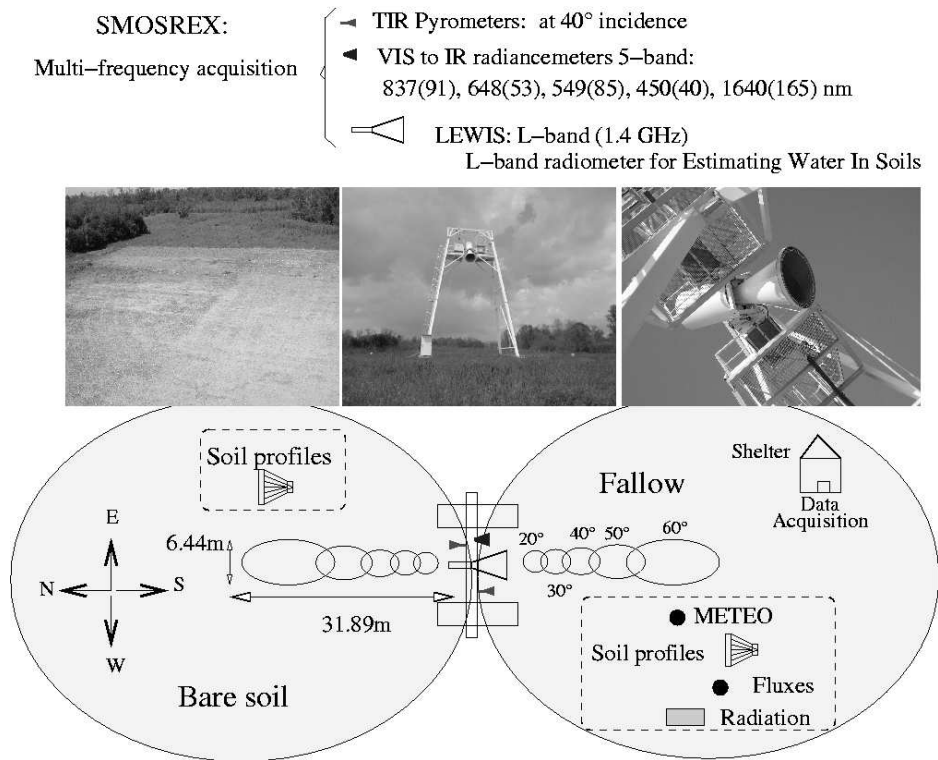


FIG. 3.1 – Schéma du site expérimental SMOSREX d’après *de Rosnay et al. 2006*.

3.2 Description du site SMOSREX

Le site expérimental SMOSREX se situe sur le complexe de l’ONERA (Office National d’Etudes et de Recherches Aérospatiales) de Fauga-Mauzac (43°23’N, 1°17’E à 188 m d’altitude) 30 km au sud de Toulouse (France).

Le site d’étude comprend une zone de sol nu et un champ laissé en jachère. Les deux types de surface sont instrumentés avec des profils de température et d’humidité. Un radiomètre en bande L a été conçu et construit spécialement pour l’expérience [Lemaître et al. 2004]. Le radiomètre se situe à la limite des deux zones d’étude comme montre la figure 3.1.

3.2.1 Texture et densité du sol

Des prélèvements de sol ont été faits séparément pour les deux zones d’étude et à différentes profondeurs. Les analyses du sol suivantes ont été faites :

- granulométrie : pourcentage de sable, argile et limons
- densité
- composition du sol : acidité (Ph), teneur en sels et teneur en matière organique

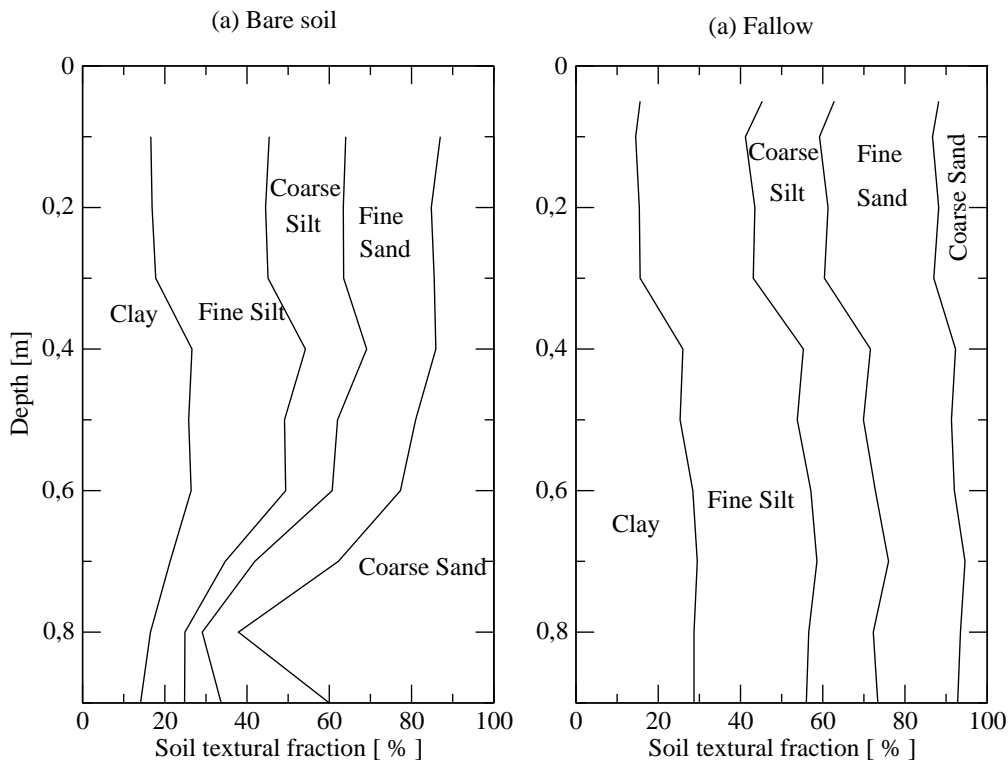


FIG. 3.2 – Profil de texture granulométrique pour a) le sol nu et b) la jachère *d'après Holmes 2004*.

Les résultats de l'analyse de granulométrie sont montrés à la figure 3.2 et le détail des mesures est donné en annexe B.1. Les deux terrains sont limoneux en surface avec 16.6% et 15.6% d'argile, 47.4% et 47.2% de limon et 36.0% et 37.2% de sable pour le sol nu et la jachère respectivement. Il faut remarquer que, contrairement à la parcelle de prairie où le sol est très argileux et peu profond, la tranchée sol nu a été creusée sur une parcelle très limoneuse en profondeur. Reposant sur l'ancien lit de la Garonne constitué de sable et de gravier, la limite assez nette entre la couche sédimentaire et la couche sableuse se situe vers 1.20 m de profondeur.

3.2.2 Rugosité du sol

Les mesures de rugosité ont pour but de caractériser la rugosité de surface à travers deux paramètres déterminants pour l'émission thermique : l'écart type des variations de hauteur de la surface (σ) et la longueur de corrélation des mesures (L_c). La rugosité du sol a été caractérisée avec un rugosimètre à aiguilles de deux mètres (voir figure 3.3). Le rugosimètre est constitué de 201 aiguilles, espacées de 1 cm, qui peuvent bouger verticalement suivant le profil d'élévation du sol. Les mesures de rugosité sont réalisées dans la direction parallèle et perpendiculaire à l'axe du radiomètre. A chaque date de mesure, on réalise six mesures placées aléatoirement dans le champ de vue du radiomètre.

La rugosité du sol sous la jachère a été mesurée le 2 Juillet 2003. Comme ce sol n'est pas exposé aux phénomènes météorologiques, l'on considère une rugosité constante. Par contre, la partie du sol



FIG. 3.3 – Table d’aiguilles utilisée pour caractériser le profil d’élévation du sol.

	PLOT	σ (mm)	Lc (mm)
2 Jul 03	JACHERE	7.06	101.13
2 Jul 03	SOL NU	11.26	65.25
4 Feb 04	SOL NU	11.09	101.22
2 Apr 04	SOL NU	9.12	70.70

TAB. 3.1 – Résultats des mesures de rugosité.

nu est beaucoup plus exposée aux phénomènes météorologiques et peut évoluer. Par ailleurs, le sol nu a été hersé légèrement en Novembre 2003. Ce labourage n’a pas produit de lignes qui peuvent être observées visuellement. Les paramètres de rugosité ont été mesurés trois fois : le 2 Juillet 2003, le 4 Février 2004 et le 2 Avril 2004. Les résultats de ces mesures ne montrent pas de corrélation avec la direction de mesure. En conséquence, nous allons considérer que les propriétés de rugosité sont distribuées aléatoirement. La valeur moyenne de toutes les répliques sera considérée dorénavant. Les résultats des mesures de rugosité sont présentés dans le Tableau (3.1).

L’écart type des variations de hauteur (σ) sur le sol nu décroît légèrement après le labourage de Novembre 2003. Cette décroissance de la rugosité est due aux effets météorologiques, principalement pluie et vent. La rugosité d’une surface dépend de la longueur d’onde (λ) considérée. Ainsi, une surface est rugueuse, si σ et λ ont le même ordre de magnitude. Sur SMOSREX, le rapport entre l’écart type de la hauteur (σ) et la longueur d’onde ($\lambda=21.4$ cm) reste petit le long de l’expérience,



FIG. 3.4 – Détail de la fosse avec les capteurs d’humidité aux différentes profondeurs. (Photo F. Marty 2002)

$\sigma/\lambda \ll 1$ ce qui caractérise un sol assez lisse à cette fréquence.

3.3 Mesures In Situ

Les variables décrites dans la suite sont mesurées toutes les 2 minutes et moyennées sur 30 minutes.

3.3.1 Profils d’humidité et de température

La température du sol est mesurée avec des capteurs PT-100 installés aux profondeurs suivantes : 1 cm, 5 cm, 20 cm, and 50 cm. Ces capteurs mesurent la température avec une précision de ± 0.19 K.

L’humidité du sol est mesurée avec des capteurs d’humidité Delta-T Theta Probe ML2. En surface, les capteurs sont installés verticalement ce qui permet de mesurer une valeur d’humidité intégrée de 0 à 6 cm de profondeur. Nous disposons de quatre répliques des capteurs en surface, espacés de 2 m. Les capteurs plus profonds sont installés horizontalement à 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 90 cm de profondeur (voir figure 3.4).

Pour estimer l’humidité du sol, ces sondes mesurent la valeur absolue de la constante diélectrique du sol. Le principe de fonctionnement est basé sur la mesure du coefficient de réflexion à 100 MHz. Quand une onde électromagnétique qui voyage dans une ligne de transmission (la sonde) atteint un milieu d’impédance différente (le sol) une partie de l’onde est réfléchi. L’amplitude de l’onde réfléchi dépend de la racine carrée de la constante diélectrique du milieu. Plus de détails sont donnés dans [Gaskin and Miller 1996]. La sortie de ces sondes est donnée en Volts (V) et la relation empirique avec la constante diélectrique du sol est la suivante [Delta-T Devices 1999] :

$$\sqrt{\epsilon_b} = 1.07 + 6.40V - 6.40V^2 + 4.70V^3 \quad (3.1)$$

où ϵ_b désigne la constante diélectrique du sol et V la valeur mesurée en sortie des sondes.

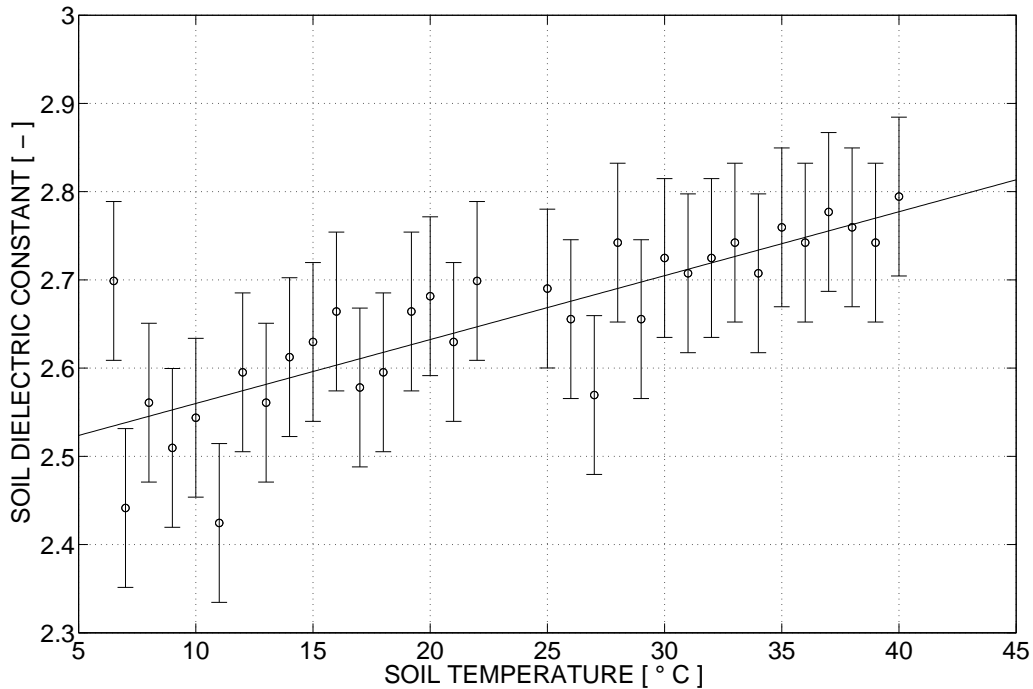


FIG. 3.5 – Constante diélectrique mesurée avec des capteurs ThetaProbe sur un sol sec pour une gamme de températures dans le sol.

Nous réalisons des mesures gravimétriques régulièrement pour la calibration de ces sondes, en particulier celles qui sont en surface. Six échantillons sont prélevés aléatoirement dans le champ expérimental pour estimer la variabilité spatiale. L'utilisation de plusieurs sondes pour les mesures et la procédure multi-échantillonnage, permet de nous assurer que les mesures d'humidité sont représentatives à l'échelle du champ comme cela a été montré dans [Chanzy et al. 1998]. Ainsi, l'erreur de calibration estimée pour les sondes de surface est de $0.023 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en 2004 et $0.039 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en 2005.

Des mesures de laboratoire ont été réalisées pour caractériser de façon précise les effets de température du sol sur la constante diélectrique mesurée par ces sondes. Les échantillons de sol prélevés sur SMOSREX ont été placés dans des conteneurs hermétiquement fermés afin d'assurer un contenu constant d'humidité. Pour chaque échantillon, la constante diélectrique a été mesurée à différentes températures de sol entre 5°C et 45°C , chaque 1°C . Le contenu volumétrique d'eau a été déterminé pour chaque échantillon à la fin de l'expérience par gravimétrie. L'analyse simple de ces mesures sur un sol sec se fera dans la suite de ce chapitre. L'analyse sur des sols humides, plus complexe, sera présentée dans le Chapitre 4.

La constante diélectrique d'un sol sec est indépendante de la température. Ainsi, à partir des variations de constante diélectrique mesurées sur un sol sec, on peut estimer la sensibilité propre du capteur à la température. La constante diélectrique est représentée en fonction de la température sur la figure 3.5. La sensibilité à la température ($\Delta\epsilon_b/\Delta T$) a été estimée par régression linéaire :

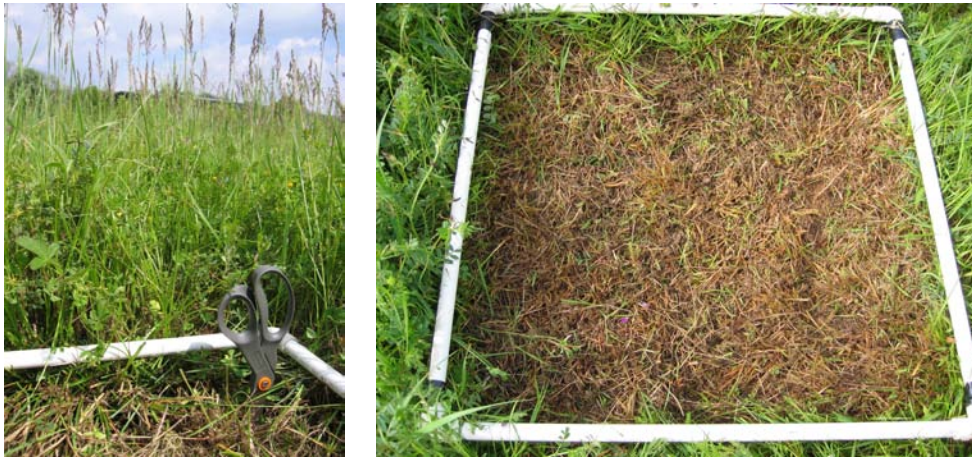


FIG. 3.6 – Mesures de végétation.

$$\Delta\epsilon_b/\Delta T = 0.0067K^{-1} \quad (3.2)$$

Pour un gradient de température de 20°C , la dépendance mesurée avec la température, nous amènerait à une erreur sur l'humidité de $\pm 0.002 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ et $0.06 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ou une erreur de $\pm 0.004 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ à $0.30 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Ces résultats sont en accord avec les spécifications techniques des capteurs Theta Probe ([Delta-T Devices 1999]). Ils sont également en accord avec l'étude indépendante de [Blonquist et al. 2005]. Cette étude montre que les effets directs de la température sur les capteurs Theta Probes sont négligeables, cependant leur dépendance est légèrement supérieure à celle de l'équation (3.2).

3.3.2 Météorologie

Une station météorologique automatique réalise des mesures de précipitation, température et humidité de l'air à 2 m de hauteur, direction et vitesse du vent à 10 m de hauteur, pression atmosphérique, rayonnement solaire et atmosphérique. Les flux de surface (sensible et latent) sont aussi estimés sur la jachère. Nous utilisons des capteurs résistifs pour la détection de la rosée. Ces capteurs détectent la présence de la rosée (ou pluie) mais ne la quantifient pas.

3.3.3 Végétation

La partie 'herbe' du site expérimental est une jachère dont le seul entretien consiste en une tonte annuelle qui s'effectue normalement au début de l'année. Ainsi, ce champ est considéré représentatif de beaucoup de surfaces naturelles et a une couche importante de litière. Cette litière est due en partie à l'herbe coupée qui n'est pas complètement ramassée et à l'accumulation des feuilles mortes des plantes encore vivantes. Cette dernière partie est très en contact avec le sol et les plantes.

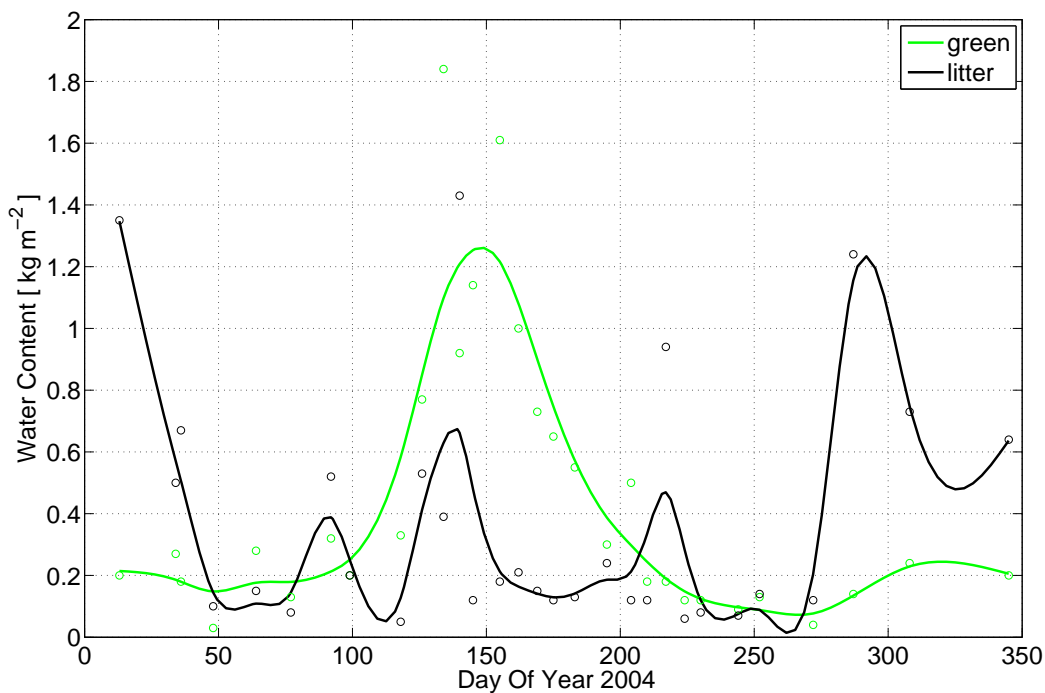


FIG. 3.7 – Cycle annuel du contenu en eau de la végétation verte (courbe verte) et du contenu en eau de la litière (courbe noire). Ces données correspondent à l'année 2004.

DOY	GMax	std	Gmin	std	mG [kg/m2]	LMax	std	Lmin	std	mL [kg/m2]	dew
110	73	1.3	63	7.3	0.16	46	3.1	31	2.7	0.25	1
116	75	0.8	75	0.8	0.19	44	5.3	27	3.8	0.23	1
124	74	2.2	71	3.7	0.22	27	0.5	22	5.5	0.22	0
165 - 166	54	1.7	49	0.8	0.19	21	2.5	14	4.1	0.22	1
173	57	3.9	56	3.9	0.19	38	3.7	26	3.5	0.27	1
173 - 174	53	1	56	3.9	0.19	29	0.8	26	3.5	0.27	1
174	53	1	50	2.4	0.19	29	0.8	7.5	1	0.23	1
180	54	2.87	51	0.96	0.22	24.5	1.29	16	5.66	0.21	1

TAB. 3.2 – Mesures intensives de végétation réalisées en 2006.

Différentes mesures sont réalisées régulièrement dans le but de caractériser le cycle annuel de la végétation. Ces mesures comportent des mesures de contenu en eau pour la biomasse verte et pour la nécromasse et des mesures d'indice foliaire (LAI) pour la biomasse verte. La Figure 3.7 montre l'évolution annuelle du contenu en eau de la végétation verte (GWC) et celui de la litière (LWC) pour l'année 2004. Cette année est représentative d'un cycle typique, le GWC atteint sa valeur maximale en Juin autour du jour julien (DOY) 150. Pendant l'été la végétation s'assèche et les valeurs de GWC sont presque nulles, les précipitations en automne produisent un nouveau cycle de la végétation d'amplitude plus petite. Les valeurs de LWC sont corrélées avec les valeurs d'humidité du sol, avec des valeurs élevées de LWC en hiver quand le sol est très humide et des valeurs basses en été quand le sol est plus sec. Les valeurs hautes et occasionnelles de LWC sont corrélées avec des précipitations.

Des mesures intensives de végétation ont été réalisées pendant l'année 2006. Le but de ces mesures était de caractériser le cycle journalier du contenu en eau de la végétation. Les résultats sont présentés en la table 3.2. Ces mesures ont été réalisées à l'aube et dans l'après-midi (14h solaire) correspondant aux moments de contenu en eau maximal et minimal respectivement. Chaque mesure concerne quatre échantillons de 50 x 50 cm² chacun. La biomasse verte a été séparée de la nécromasse ou litière, pesées à la tonte et séchées à l'étuve à 65° C pendant 48 heures. Cette procédure permet de déterminer séparément le contenu en eau de la biomasse verte et de la litière.

3.4 Données de Télédétection

3.4.1 Microondes en bande-L

Le radiomètre LEWIS (L-band radiometer for Estimating Water In Soils) a été spécialement conçu pour l'expérience SMOSREX. LEWIS est un radiomètre à bipolarisation en bande L avec une largeur de bande de 10 MHz centrée à 1414 MHz. Il est équipé avec une antenne Potter de 1.3 m de diamètre. La largeur du lobe à -3 dB est de 13.6 °, et les premiers lobes latéraux sont à -38 dB. Grâce aux bords ondulés de l'antenne, il n'a presque pas de lobes secondaires. L'efficacité calculée est supérieure à 98%. La résolution de l'instrument pour 4s de temps d'intégration est de 0.2 K et la précision estimée de la calibration est 0.5K. Par ailleurs le radiomètre est régulé thermiquement à 0.02 K [Lemaître et al. 2004].

L'instrument est monté sur une structure de 15 mètres de hauteur qui se situe au centre du terrain expérimental. Il effectue des rotations N - S (sur un axe E - W). Le sol nu est situé au nord tandis que la jachère se situe au sud. En mode routine le radiomètre vise la jachère sous un angle de visée de 40°. Des balayages automatiques sont programmés toutes les trois heures. Pendant ces balayages le radiomètre vise le sol nu et la jachère pour des angles d'incidence entre 20° et 60° avec un incrément de 10°. Pendant le balayage le radiomètre s'arrête environ une minute à chaque angle d'incidence, le temps d'intégration est fixé à 6 s, ce qui produit environ 9 mesures instantanées à chaque angle d'incidence. Le centre et la dimension de la zone visée varie avec l'angle d'incidence. A 20° le centre de la zone visée se situe à 5 m de la structure et la surface visée à -3dB est d'environ 10 m², à 60° le centre se situe à 24 m et la surface visée est d'environ 70 m². Plus de détails sont donnés dans [de Rosnay et al. 2006].



FIG. 3.8 – Radiomètre LEWIS et détail des surfaces observées.

La relation de polarisation (PR) se déduit directement des données radiométriques. Il s'exprime par :

$$PR(\theta) = \frac{T_{Bv}(\theta) - T_{Bh}(\theta)}{T_{Bv}(\theta) + T_{Bh}(\theta)} \quad (3.3)$$

où θ est l'angle d'observation et T_{Bv} et T_{Bh} sont les températures de brillance en polarisation verticale et horizontale respectivement. Et en utilisant les équations 2.40 et 2.41 :

$$PR(\theta) \simeq \frac{e_v(\theta) - e_h(\theta)}{e_v(\theta) + e_h(\theta)} \quad (3.4)$$

où e_v et e_h sont les émissivités en polarisation verticale et horizontale respectivement.

Ainsi, le PR permet de s'affranchir de l'influence de la température de surface. Par ailleurs, l'émissivité, pour un certain angle, dépend fortement de ϵ_b [Ulaby et al. 1986]. Ainsi, cet indice est très approprié pour le suivi de l'humidité du sol [Kerr and Njoku 1990, Njoku et al. 2003].

En guise d'illustration la figure 3.9 montre les effets de la pluie sur la température de brillance (T_B) sur le sol nu et sur la jachère. Sur le sol nu on observe une diminution de T_B quel que soit l'angle de visée. L'apport d'eau dans le sol provoque l'augmentation de la constante diélectrique du sol ; en conséquence, la réflectivité augmente et l'émissivité diminue. Sur le sol nu, la pluie augmente la différence entre les polarisations (PR). Cette augmentation est plus forte lorsque l'angle de visée est élevé.

Du côté herbe aux faibles angles d'incidence on observe à peine de différence. Aux angles d'incidence élevés la température de brillance en polarisation horizontale (T_{Bh}) augmente après la pluie, et T_{Bv} diminue. Sur l'herbe, en termes de rapport de polarisation, on observe une diminution plus forte lorsque l'angle de visée est élevé. Ces observations indiquent que l'apport d'eau sur la végétation a un effet contraire à l'eau dans le sol. Par ailleurs ces effets, du moins en polarisation horizontale, sont plus importants que la diminution d'émissivité due à l'augmentation d'eau dans le sol.

Sur la Figure 3.10 on observe l'évolution temporelle (pendant un mois) du rapport de polarisation (PR) à 40° sur le sol nu et sur la jachère. Au début de la période se produit des précipitations (DOY 60-62) ce qui fait augmenter le PR sur le sol et diminuer sur la jachère comme était montré précédemment (voir figure 3.9). Ensuite le PR sur le sol nu diminue suivant la tendance de l'humidité du sol. On observe, un cycle journalier qui est lié aux variations diurnes d'humidité en surface, ce qui montre l'extrême sensibilité des données radiométriques à l'humidité surfacique.

Du côté herbe, la pluie fait tout d'abord diminuer le PR . Dans un second temps, une fois l'herbe et la litière mouillées, l'humidité du sol augmente. Ce qui explique la remontée du PR du côté herbe quelques jours après la pluie. L'amplitude du cycle journalier sur l'herbe est beaucoup plus importante que sur le sol nu. Le cycle journalier du PR sur l'herbe est inversé par rapport à celui du sol nu, ce qui montre qu'il n'est pas dû à l'humidité du sol mais au contenu d'eau de la végétation.

En conclusion, ces graphiques illustrent d'une part la forte corrélation entre l'humidité du sol et le rapport de polarisation du sol nu et d'autre part la complexité de l'interprétation du signal sur la

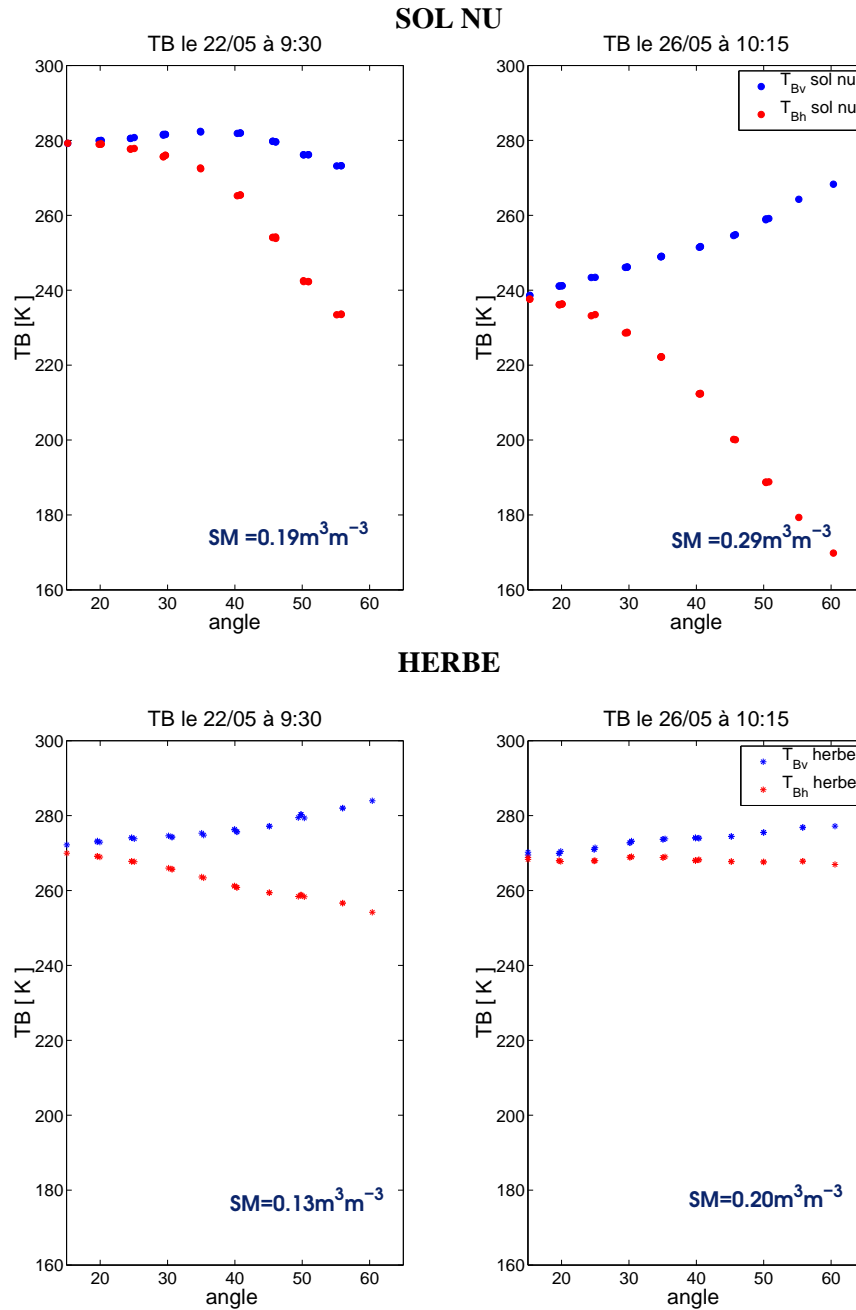


FIG. 3.9 – Influence de la pluie sur le signal radiométrique à tous les angles de visée et pour les deux surfaces observées (à gauche avant la pluie et à droite après) d'après *Escorihuela 2003*.

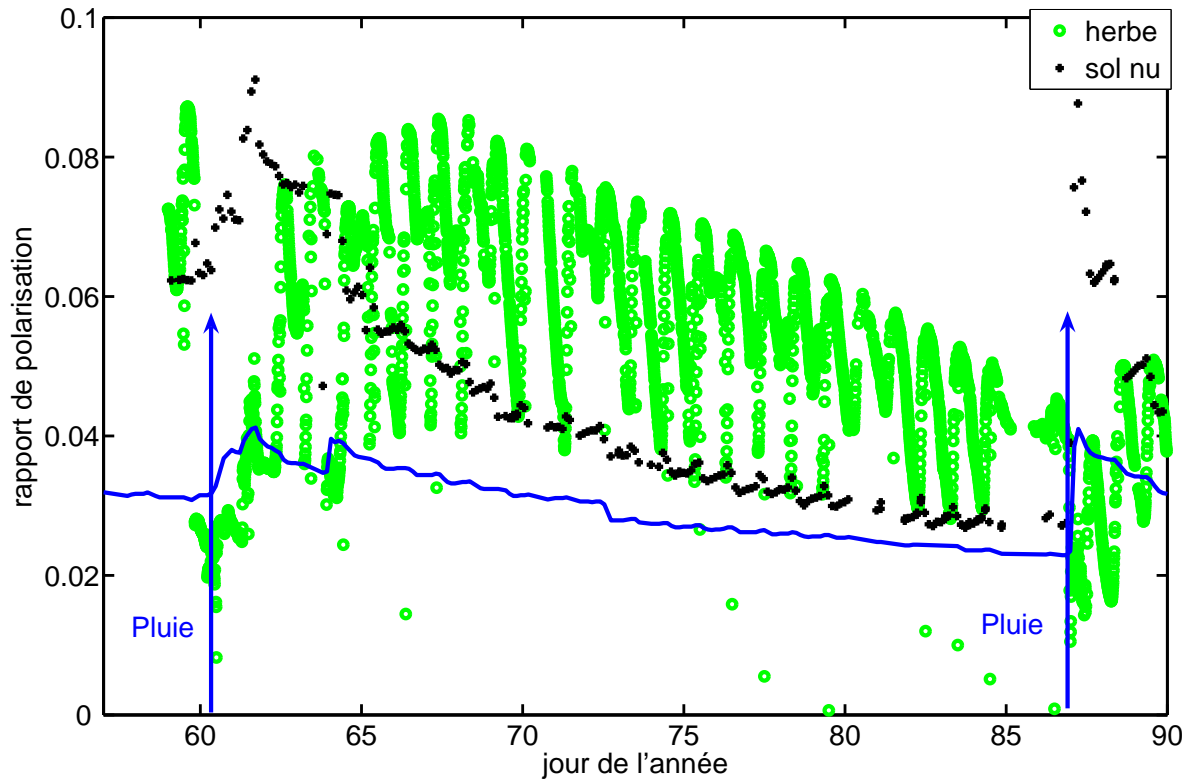


FIG. 3.10 – Cycle journalier du rapport de polarisation à 40° degrés d'incidence sur le sol nu et sur l'herbe. Ces données correspondent à l'année 2003 d'après *Escorihuela 2003*.

jachère. Par ailleurs, elles montrent l'amplitude importante du cycle journalier du contenu en eau de la végétation sur le signal.

3.4.2 Pyromètres

Deux pyromètres KT15 sont installés en haut du portique. Ils mesurent le flux dans la longueur d'onde de l'infrarouge thermique (8-14 μm) sur la jachère et le sol nu respectivement, sous un angle d'incidence de 40°.

3.5 Conclusion

Ce chapitre présente le jeu de données que nous allons utiliser par la suite de cette thèse. Le jeu de données provient de l'expérience SMOSREX qui se déroule depuis 2001 dans le site de l'ONERA de Mauzac (30 km au sud de Toulouse). L'expérience a pour but :

- de fournir un jeu de données micro-onde très étendu qui permet de tester les algorithmes d'inversion d'humidité.
- de mettre au point des techniques d'assimilation de ces données d'humidité dans des modèles de transfert sol - végétation - atmosphère (SVAT).

Ainsi, ce jeu de données se montre très pertinent dans le but de tester et d'améliorer si possible les modèles d'émission en bande-L. En effet, les données SMOSREX présentent les avantages suivants par rapport aux jeux de données disponibles par ailleurs :

- SMOSREX est une expérience long terme. A la différence des jeux de données existants en bande-L qui sont limités à quelques dizaines de jours, aujourd'hui nous disposons de données radiométriques collectées pendant quatre années entières. Cette particularité de SMOSREX permet d'une part de valider les différentes modélisations sur le long terme, et d'autre part d'étudier des phénomènes qui se produisent occasionnellement (gel du sol, modifications de la rugosité, évolution de la végétation ...).
- le radiomètre LEWIS fournit des mesures sur un sol nu et une jachère dans tout le spectre angulaire SMOS (10 - 60 °).
- la végétation en jachère permet de caractériser les effets de la litière sur le signal.
- l'instrumentation du site, au delà des besoins pour la modélisation de l'émission micro-onde, permet d'approfondir l'étude du rôle des processus de surface en l'émission micro-onde.

En conclusion, ce jeu de données nous paraît, par la qualité et l'intensité des mesures, très adapté aux objectifs de cette thèse.

Chapitre 4

La mesure de l'humidité de surface

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article

M.J. Escorihuela, P. de Rosnay, and Y. Kerr, 2007b : Influence of Bound Water Relaxation Frequency on Soil Moisture Measurements. *in revision IEEE Trans. Geos. Remote Sensing*

4.1 Introduction

La validation des estimations d'humidité à partir de données radiométriques nécessite des mesures précises de l'humidité du sol. Les mesures automatiques sont souvent préférées aux gravimétriques car elles fournissent des mesures continues. Les deux méthodes fournissent des mesures ponctuelles tandis que le radiomètre fournit une mesure intégrée sur son champ de vue. Ainsi, l'hétérogénéité spatiale doit être traitée dans la procédure de validation. Nous avons montré que, en SMOSREX, l'hétérogénéité spatiale était traitée par l'utilisation de plusieurs sondes et la procédure multi-échantillonnage.

Les mesures automatiques d'humidité se basent sur des mesures de la constante diélectrique du sol. Cette constante diélectrique n'est pas d'habitude mesurée à la même fréquence que celle du radiomètre. Concrètement, nous disposons de capteurs automatiques en surface qui mesurent la constante diélectrique à 100 MHz. Cette différence de fréquence est d'habitude négligée car la constante diélectrique de l'eau est constante pour des fréquences inférieures à 2 GHz.

Par ailleurs, l'humidité surfacique d'un sol nu (sans végétation) peut être aussi estimée indirectement avec le rapport de polarisation (PR) du signal radiométrique qui est une mesure réalisée à 1.4 GHz [Njoku et al. 2003].

Dans ce chapitre nous présentons dans un premier temps la comparaison entre les deux approches : télédétection à 1.4 GHz et capteurs *in situ* à 100 MHz. Ces deux approches montrent des résultats très similaires tant sur le long terme que sur le court terme. Cependant, ces mesures sont contradictoires dans des conditions très spécifiques où un sol très sec est soumis à des gradients importants de température.

En un deuxième temps nous avons étudié l'effet de la température sur la mesure de la constante

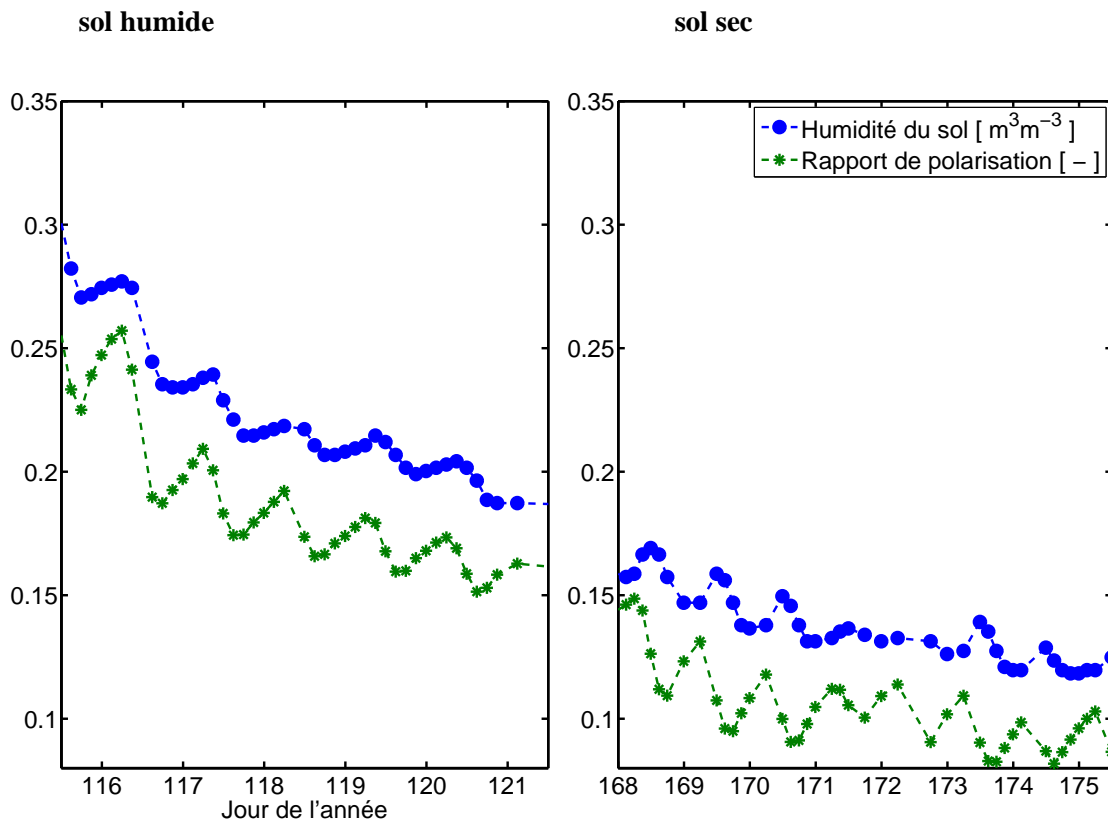


FIG. 4.1 – Évolution temporelle des deux approches pour estimer l'humidité du sol : sondes *in situ* et *PR* pour un sol humide (gauche) et un sol sec (droite).

diélectrique du sol. On déduit de cette comparaison que, dans le cas spécifique d'un sol très sec, les mesures réalisées par les sondes d'humidité sont affectées par la température. Les mesures réalisées en laboratoire nous ont servi pour caractériser la dépendance des capteurs *in situ* à la température et les corriger.

4.2 Résultats

4.2.1 Comparaison entre les mesures d'humidité

Tout d'abord on a comparé une année complète, avec des grandes variations d'humidité et de température de sol, des approches différentes pour estimer l'humidité du sol : données de télédétection LEWIS à 1.4 GHz et sondes d'humidité à 100MHz. La corrélation entre les deux approches est très haute ($R^2 = 0.93$).

Ce bon résultat n'est pas confirmé à des échelles temporelles plus courtes, alors que l'on s'attendrait à avoir une meilleure précision puisque la plage de variation d'humidité et de température est plus petite. La figure 4.1 montre que, pour des sols relativement humides, les mesures à 1.4 GHz

et 100 MHz sont en bon accord concernant la phase des cycles journaliers d'humidité. Cependant, ce bon accord n'est pas confirmé pour des sols relativement secs. Dans ce cas, les variations journalières d'humidité de surface mesurées à 1.4 GHz et à 100 MHz sont négativement corrélées.

En absence de précipitation, l'humidité du sol en surface est contrôlée par des processus d'échelle journalière : évaporation pendant le jour, et humidification par capillarité et dépôt de rosée la nuit. Les données LEWIS sont en accord de phase avec les processus d'interaction surface atmosphère (minimum d'humidité l'après midi et maximum avant le lever du soleil) tandis que la phase des données des sondes est incorrecte. Dans le cas de sol sec, la température a un effet positif sur les mesures d'humidité des sondes.

4.2.2 Effets de la température sur la constante diélectrique à 100MHz

Dans cette partie, nous allons analyser les résultats des mesures de laboratoire décrits dans le Chapitre 3. La constante diélectrique pour des sols à différents teneurs en eau était mesurée pour une gamme de températures. La dépendance de la constante diélectrique de l'eau avec la température est négative, en conséquence on attend aussi une dépendance négative de la constante diélectrique des sols humides. Les résultats des mesures de laboratoire confirment que, dans le cas de sols secs, les effets de la température sur les mesures de constante diélectrique à 100 MHz sont positifs (voir figure 4.2).

Concrètement, les mesures de constante diélectrique réalisées dans des sols relativement secs (humidité volumique inférieure à 13-14%) correspondant à ϵ_b inférieure à 8.5, sont fonction croissante avec la température et d'autant plus que la constante diélectrique du sol augmente avec la température. Or, plus il y a d'eau dans le sol plus la dépendance est positive. Par contre, dans des conditions de constante diélectrique moyenne (ϵ_b entre 8 et 18) correspondant à des valeurs d'humidité entre 13 et 30% la dépendance de la température de ϵ_b diminue. Finalement, pour des valeurs élevées d'humidité (ϵ_b supérieur à 18), la dépendance de ϵ_b avec la température est négative.

Les effets de la température sur les capteurs peuvent causer une dépendance positive de ϵ_b avec la température. Cependant, cette étude et [Blonquist et al. 2005] montrent que les effets de la température sur les capteurs sont négligeables. D'autres phénomènes comme la conductivité électronique où la relaxation de Maxwell-Wagner peuvent aussi provoquer une corrélation positive entre ϵ_b et la température. Mais ces phénomènes augmentent ou diminuent avec l'humidité, ils ne peuvent en conséquence expliquer une influence bidirectionnelle sur la permittivité.

Des études ont aussi mis en évidence une dépendance positive avec la température dans des sols de texture fine en condition d'humidité relativement basse [Wraith and Or 1999]. Elles suggèrent que l'eau liée joue un rôle important dans ces conditions et que la corrélation positive entre la constante diélectrique et la température est attribuée à une libération de l'eau liée avec la température.

Les mesures de laboratoire réalisées dans des sols relativement secs confirment que (i) l'eau liée joue un rôle majeur dans la constante diélectrique et que (ii) la constante diélectrique mesurée avec des capteurs d'humidité augmente avec la température du sol. Les mesures terrain multi-spectrales, à 1.4GHz et 100MHz, permettent d'approfondir cette analyse. En effet, nos mesures montrent que

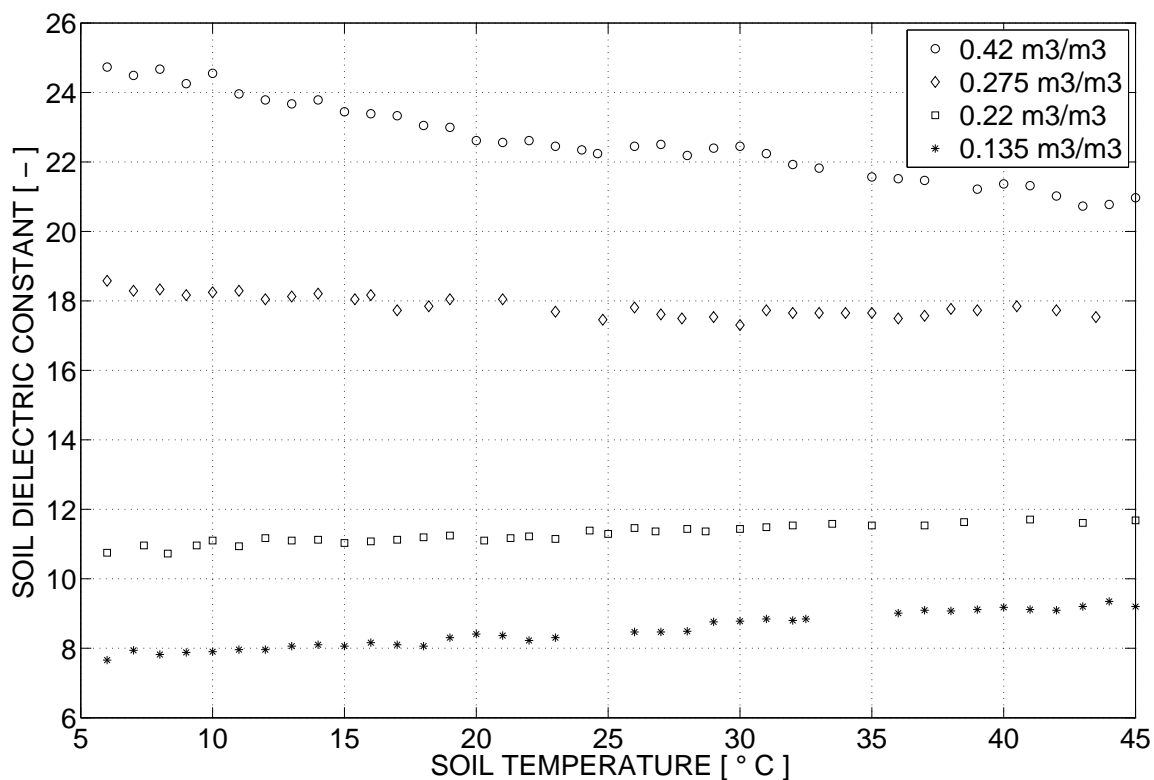


FIG. 4.2 – Variation de la mesure de la constante diélectrique en fonction de la température pour quatre différents niveaux d'humidité.

quand la fraction d'eau liée est importante : (i) les effets de la température sont opposés à 1.4GHz et à 100MHz, (ii) à 100MHz les mesures de constante diélectrique sont positivement affectées par la température. Ces résultats montrent que, dans l'expérience SMOSREX, la libération d'eau liée ne peut pas être la cause principale de la dépendance positive de ϵ_b avec la température. Contrairement, ces résultats montrent la forte influence de la fréquence de mesure sur la constante diélectrique de l'eau liée.

Pour des sols relativement secs, la plupart de l'eau dans le sol est liée. Comme discuté dans le Chapitre 2, la dépendance de $f_{r_{BW}}$ avec la température cause une dépendance positive de ϵ_{BW} à 100 MHz. La dépendance positive de la constante diélectrique dans des sols secs à 100 MHz, observée sur le terrain et en laboratoire, confirment que 100 MHz est dans la plage de la fréquence de relaxation de l'eau liée [Hilhorst et al. 2001, Robinson et al. 2003].

Quand l'humidité du sol augmente, l'eau dans le sol est constituée d'eau libre et d'eau liée. En conséquence, la dépendance avec la température de ϵ_b est le résultat de deux phénomènes compétitifs : la dépendance positive de l'eau liée et la dépendance négative de l'eau libre. Pour des humidités moyennes la quantité d'eau liée est constante et la quantité d'eau libre augmente avec l'humidité. On obtient en conséquence une dépendance de ϵ_b avec la température qui diminue.

4.2.3 Correction de l'effet de température

Si nous considérons l'eau liée comme une composante distincte dans le modèle diélectrique (équation 2.54), la dépendance de ϵ_b avec la température peut s'obtenir (en dérivant l'équation) en fonction de l'eau libre et de l'eau liée :

$$\frac{\partial \epsilon_b}{\partial T} = k_1 \frac{\partial \epsilon_{BW}}{\partial T} V_{BW} + k_2 \frac{\partial \epsilon_{FW}}{\partial T} V_{FW} \quad (4.1)$$

Pour des faibles valeurs d'humidité, l'eau dans le sol est eau liée (*i.e.* $V_{FW} = 0$), et alors :

$$\frac{\partial \epsilon_b}{\partial T} = k_1 \frac{\partial \epsilon_{BW}}{\partial T} V_{BW} \quad (4.2)$$

Les mesures réalisées en laboratoire nous ont permis d'estimer une valeur de $\partial \epsilon_b / \partial T$ à 100 MHz pour toutes les valeurs de constante diélectrique. La contribution de l'eau libre a été prise en compte à travers l'équation (2.54), et ainsi de l'équation (4.1) on a pu estimer la contribution de l'eau liée pour toute la gamme d'humidité :

$$\partial \epsilon_{BW} / \partial T = \begin{cases} 0.008833 \epsilon_b - 0.01435 & \text{if } \epsilon_b < 8.33 \\ 0.003026 \epsilon_b + 0.085 & \text{if } 8.33 \leq \epsilon_b \leq 18 \end{cases} \quad (4.3)$$

Cette quantification est spécifique à la texture du sol de SMOSREX. Cependant, elle nous permet de 'corriger' l'effet de la température sur les mesures réalisées avec les sondes et de les comparer avec les données du radiomètre.

La Figure 4.3 montre la comparaison des données micro-ondes et des sondes *in situ* avant et après l'application de la correction. Les données corrigées sont cohérentes avec le *PR*. De façon similaire, le scatterplot des données de Juin 2004 montre que la correction améliore notablement la dispersion.

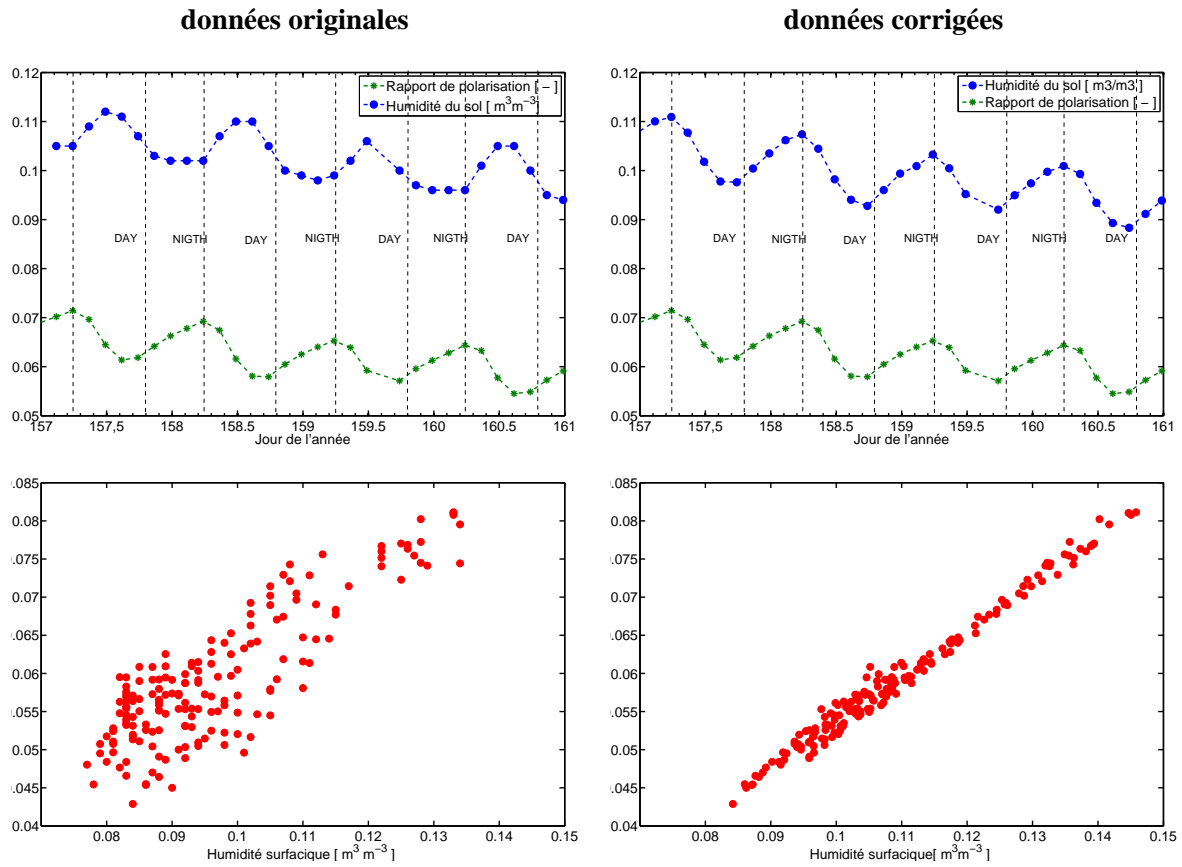


FIG. 4.3 – En haut, variation temporelle des données des sondes et PR avant et après correction des sondes en Juin 2004. En bas, PR vs. données des sondes. La corrélation avant la correction est de $R^2=83.50$ et après $R^2=96.74$

La corrélation avant la correction est $R^2=83.50$ et après $R^2=96.74$.

Ces résultats montrent l'importance de considérer l'eau liée comme une composante distincte dans les modèles de constante diélectrique pour obtenir une estimation précise de l'humidité du sol.

4.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons comparé deux approches pour estimer l'humidité d'un sol nu : données radiométriques (à travers le rapport de polarisation) et capteurs *in situ*. Les deux techniques montrent un très bon accord sur le long et le court terme. Ceci permet d'inter-valider les deux approches dans le sens de surface observée et de profondeur de mesure. Cependant, dans des sols secs, quand la fraction d'eau liée est importante, les capteurs d'humidité montrent un comportement non attendu. Les mesures de terrain et de laboratoire montrent que, pour des valeurs basses d'humidité, la mesure des capteurs d'humidité de ϵ_b est corrélée avec la température.

Les mesures multi-fréquence de la constante diélectrique du sol ont mis en évidence que la fréquence de relaxation de l'eau liée ($f_{r_{BW}}$) est dans la plage de mesure des capteurs *in situ* d'humidité. Quand la mesure est réalisée avec une fréquence proche de $f_{r_{BW}}$, les effets positifs de la température sur $f_{r_{BW}}$ ont un effet positif sur la mesure de ϵ_b . Dans le cas de SMOSREX, cette dépendance a une influence sur les capteurs *in situ* à 100 MHz. Les mesures à 1.4 GHz ne sont pas affectées.

Nous avons estimé l'influence de la température sur la constante diélectrique de l'eau liée. Cette estimation nous a permis d'avoir une mesure plus précise du contenu en eau du sol à partir des données des capteurs. Ceci était une étape indispensable à franchir avant d'aborder la modélisation de l'émission.

Le phénomène dévoilé par cette étude peut être important dans des sols argileux où la fraction d'eau liée est importante. Or, la plupart des capteurs d'humidité actuels travaillent dans la même gamme de fréquences. Ainsi, dans un contexte plus large, cette étude met en évidence le besoin de développer des modèles de constante diélectrique du sol qui prennent en compte comme élément distinct l'eau liée.

4.4 Article

Influence of Bound Water Relaxation Frequency on Soil Moisture Measurements

M.J. Escorihuela, P. de Rosnay and Y. Kerr

Abstract—In this paper, microwave remote sensing together with *in situ* moisture probes are used to investigate temperature effects on the soil dielectric constant. Field and specific laboratory measurements were performed for different soil water content over a wide range of temperatures. The experimental results lead to the evidence that: (1) temperature effect is different for bound and free water in soil, (2) bound water relaxation frequency falls within the range of frequencies used by impedance soil moisture probes for field measurements and (3) bound water relaxation frequency increases with soil temperature interfering in a significant way with moisture measurements when bound water fraction is important. These results have implications in field experimentation since *in situ* moisture sensors that operate under 500 MHz are affected by this phenomena of relaxation .

I. INTRODUCTION

Soil moisture is a key variable that controls water and heat energy interactions occurring at the land atmosphere interface. It is thus a crucial variable in hydrology, meteorology and ecology. However, currently there are no global scale measurements of soil moisture available. A number of experiments have shown the high potential

Manuscript received November, 2006. M.J. Escorihuela, Y. Kerr and P. de Rosnay, are with the CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère), UMR5126 (CNRS/CNES/IRD/UPS) BPI 2801, 18 ave Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France

of L-band microwave radiometry for monitoring surface soil moisture [Schmugge and Jackson 1994], [Jackson et al. 1995], [Jackson et al. 1999]. In this context, the Soil Moisture and Ocean Salinity Mission (SMOS) aims at delivering global mapping of soil moisture with an accuracy of $0.04 m^3m^{-3}$ [Kerr et al. 2001].

In the framework of the SMOS preparation, the intensive and long term field experiment SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) is taking place in the South of France [de Rosnay et al. 2006]. One of the objectives of SMOSREX is to test, validate and better parameterize radiative transfer models at L-band (1.4 GHz). To address this issue, a dicke-type L-band dual polarization radiometer was specifically designed for this experiment and has been installed on the SMOSREX site [Lemaître et al. 2004]. In addition to remote sensing measurements, *in situ* soil moisture measurements have been made with impedance probe sensors operating at 100 MHz. These sensors provide an integrated value of the soil sample dielectric constant with high accuracy [Delta-T Devices 1999], [Blonquist et al. 2005].

Accurate soil moisture measurements are required for both land surface modeling and remote sensing applications such as algorithm development and

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1 validation. For this, soil moisture automatic
2 measurements are usually preferred to gravimetric
3 ones because they provide continuous measurements.
4 Automatic soil moisture approaches are based on
5 measurements of the soil dielectric constant. Due to
6 the strong difference of permittivity between solid soil
7 particles and water, the soil dielectric constant mainly
8 depends on water content, which is the principle for
9 soil moisture monitoring. The soil dielectric constant is
10 also frequency and temperature dependent. In particular,
11 the dependency between the soil dielectric constant and
12 temperature, is shown to be negative by [Ulaby et al.
13 1986].

14
15
16
17
18
19
20
21 However, recent studies reported an unexpected
22 positive correlation between soil dielectric constant
23 and temperature in fine textured soils under relatively
24 dry soil conditions [Wraith and Or 1999]. In these
25 conditions, a substantial fraction of the soil water is
26 bound water. The authors suggested that temperature
27 increase leads to the release of bound water. Since
28 free water has larger values of dielectric constant than
29 bound water, the release of bound water is expected to
30 increase the value of measured dielectric constant.

31
32
33
34
35
36
37
38 The purpose of this study is to investigate the
39 temperature effect on the measurement of the soil
40 dielectric constant and the relative effects of free
41 and bound water in the soil. This study is based
42 on a multi-spectral approach for estimating soil
43 moisture: remote sensing at L-band (1.4 GHz) and
44 *in situ* measurements at 100 MHz. Multi-spectral
45 measurements allow the analysis of the role of the
46 frequency on the observed relationship between soil
47 dielectric constant and temperature. This study is
48 based on the SMOSREX experimental data set, which

provides a continuous several year data set (4 years
now), suitable to investigate a large range of soil
moisture and temperature conditions.

In the next section, the semi-empirical dielectric
mixing model used for relating soil moisture to
dielectric constant is described. Section III describes
the experimental dataset derived from field and
complementary laboratory measurements. The results
from these measurements and a discussion are provided
in Section IV and Section V respectively. A conclusion
is given in Section VI.

II. MOIST SOIL DIELECTRIC CONSTANT

The dielectric constant (ϵ) of a material is a measure
of its ability to polarize in response to an applied electric
field. In general, ϵ is a complex number consisting of a
real part associated with energy storage, the permittivity
 ϵ' , and an imaginary part ϵ'' associated with energy
dissipation [Ulaby et al. 1986]. The contribution of
the imaginary part, ϵ'' , is relatively small and, for
many studies, simplified approaches consider only
the permittivity (real part) of the complex dielectric
constant. The physical principle for soil moisture
monitoring is the large difference between the dielectric
constant of water and soil. Because of the low dielectric
constant of air ($\epsilon_a \sim 1$) and solid soil particles ($\epsilon_s \sim 4$)
compared to the dielectric constant of water ($\epsilon_w \sim 80$),
moist soil dielectric constant is strongly dependent on
the amount of water contained in the soil.

A. Moist Soil Dielectric Model

Moist soil dielectric mixing models describe the rela-
tionship between soil dielectric constant (ϵ_b) and volu-

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

metric soil moisture. The semi-empirical model proposed in [Dobson et al. 1985] is used often to estimate ϵ_b in the microwave frequency domain. It calculates ϵ_b by mixing the dielectric constants of soil constituents (*i.e.* water, air and solid soil) weighted by their partial volumetric content. The dielectric constant of moist soil is calculated as follows:

$$\epsilon_b^\alpha = \sum_i V_i \epsilon_i^\alpha$$

where, ϵ_i and V_i are the dielectric constant and the volumetric fraction of soil constituents respectively, i stands respectively for air (a), solid soil (s), and water (w), and α is an empirical parameter.

The effects of temperature (T) and measuring frequency on soil constituents have been previously characterized [Ulaby et al. 1986]. They are negligible on solid soil and air but they are important on water. They are detailed next.

B. Frequency Dependency of Water Dielectric Constant

The polarisability of water depends strongly on the frequency considered. At low frequencies, water polarizes easily. However, because of binding forces among them, water molecules are prevented from rotating at high frequencies which results in a decreased water dielectric constant (ϵ_w) at higher frequencies. The frequency dependence of ϵ_w is expressed using Debye equation [Ulaby et al. 1986]:

$$\epsilon_w = \epsilon_{\infty w} + \frac{\epsilon_{0w} - \epsilon_{\infty w}}{1 + jf/f_{rw}} \quad (2)$$

where, f is the frequency; ϵ_{0w} is water dielectric constant for $f \ll f_{rw}$, $\epsilon_{\infty w}$ is water dielectric constant for $f \gg f_{rw}$, f_{rw} is water relaxation frequency, *i.e.* the

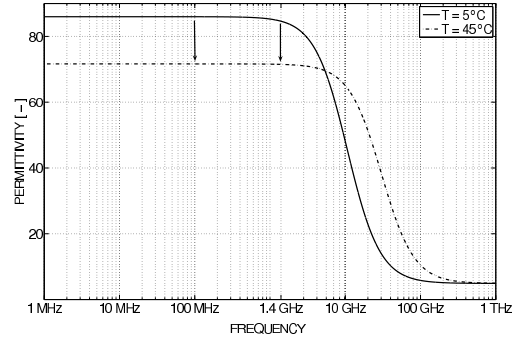


Fig. 1. Free water permittivity as a function of frequency for two different temperatures.

frequency at which $\epsilon_w = \epsilon_{0w}/2$, and j is the imaginary unit.

C. Temperature Dependency of Water Dielectric Constant

Temperature effects on water ϵ_{0w} and f_{rw} are known and were determined empirically [Ulaby et al. 1986]:

$$\epsilon_{0w} = 87.134 - 1.949 * 10^{-1}T - 1.276 * 10^{-2}T^2 + 2.491 * 10^{-4}T^3 \quad (3)$$

$$1/f_{rw} = 1.1109 * 10^{-10} - 3.824 * 10^{-12}T + 6.938 * 10^{-14}T^2 - 5.096 * 10^{-16}T^3 \quad (4)$$

where T is in $^{\circ}\text{C}$.

Following equations (2), (3) and (4), Figure (1) represents permittivity of water as a function of frequency for two different temperatures: $T= 5^{\circ}\text{C}$ and $T= 45^{\circ}\text{C}$ which represent the range of temperatures of water in soil. At those temperatures f_{rw} is 11 GHz and 30 GHz

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

respectively. This figure shows temperature effects the real part of the water dielectric constant at 100 MHz and 1.4 GHz frequencies. It is clear that soil moisture measurements at 1.4 GHz and 100 MHz are in the range of the free water relaxation frequency. Measurements at these frequencies are thus not affected by water relaxation frequency. The arrows in the plot show temperature effects at 100 MHz and at 1.4 GHz in that range of temperatures. For both frequencies effects are similar, specifically free water dielectric constant temperature dependency is negative.

D. Dielectric Constant of Bound Water

The above described dielectric mixing model, considers that dielectric properties of water in soil are equivalent to dielectric properties of water out of soils (ϵ_w). When water molecules in soil are at great distance from the soil particle surface, the so called 'free water', their dielectric constant (ϵ_{FW}) is equivalent to ϵ_w . However, a fraction of water in soils, referred as 'bound water', is bounded to soil matrix. Its dielectric constant (ϵ_{BW}) differs from ϵ_w . Because of binding forces to soil matrix, the polarization capability of bound water is lower than that of free water and therefore $\epsilon_{OBW} < \epsilon_{OFW}$ [Ulaby et al. 1986]. In addition, relaxation frequency is different for bound and free water. Recently, [Hilhorst et al. 2001] pointed out that $f_{r_{BW}}$ may lay below 150 MHz and [Robinson et al. 2003] estimated $f_{r_{BW}}$ to be in the range 10 - 100 MHz,

In Figure (2) frequency dependency of ϵ_{BW} is plotted for this suggested range of relaxation frequencies: $f_{r_{BW}}=50$ MHz and $f_{r_{BW}}=100$ MHz. The plot was obtained from equation (2), assuming the validity of this relation for bound water. Since relaxation frequency increases with temperature, higher $f_{r_{BW}}$

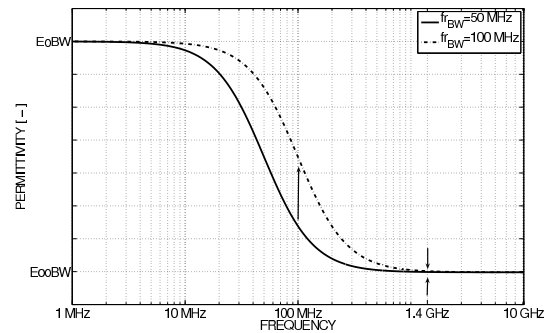


Fig. 2. Bound water permittivity as a function of frequency for two different relaxation frequencies ($f_{r_{BW}}$). Since relaxation frequency increases with temperature, higher $f_{r_{BW}}$ is related to higher temperatures.

is related to higher temperature. The plot shows that ϵ_{BW} at 1.4 GHz is not dependent on $f_{r_{BW}}$, hence that ϵ_{BW} at this frequency is not dependent on temperature. However, temperature effects at 100 MHz are important: ϵ_{BW} increases with $f_{r_{BW}}$, hence ϵ_{BW} increases with temperature. In other words, at 100 MHz temperature dependency of ϵ_{BW} is positive.

Although, bound water relaxation frequency has been investigated in previous studies [Hilhorst et al. 2001], [Robinson et al. 2003], Bound water is still not often considered as a specific component of the soil in dielectric models. This assumption is suitable provided that (1) bound water fraction is negligible as is the case in wet soils or (2) dielectric constant is considered at a frequency outside the range of bound water relaxation frequency.

III. EXPERIMENTAL DATA

In this study, two different approaches to monitor surface soil moisture are used: microwave remote sensing at 1.4 GHz (L-band) and soil moisture probes at

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

100 MHz. These measurements are made concurrently in the SMOSREX experimental site, where a bare soil instrumented for the purpose of soil moisture monitoring, is simultaneously monitored by remote sensing providing a multi-year dataset [de Rosnay et al. 2006]. For the purpose of this study, the full year 2005 data set is considered. Weather conditions in the SMOSREX experimental site show a large range of variation with a dry/warm summer and a wet/cold winter, providing a large range of soil moisture and soil temperature conditions. The soil is texturally a loamy soil, with a composition within the topsoil of 17% clay, 36% sand and 47% silt, and a bulk density of 1.4 kg m^{-3} .

Complimentarily, a laboratory experiment was designed to study temperature effects on the soil dielectric constant measurements acquired at 100 MHz by moisture probes.

Quantitative features of the dielectric constant are considered through measurements of its magnitude. The term 'dielectric constant' refers hereafter to its absolute value.

A. Microwave Remote Sensing Measurements

The L-band radiometer for Estimating Water In Soils (LEWIS) is a precision L-band dual-polarization radiometer. It is equipped with a Potter horn antenna of 1.3 m diameter, its beam-width at -3 dB is 13.6° and the first side-lobes as low as -38 dB. The calculated beam efficiency is greater than 98%. The instrument sensitivity is 0.2 K for 4 s integration time and the estimated absolute calibration accuracy of the instrument is 0.5 K. The radiometer is thermally regulated to 0.02 K. The instrument is mounted on a 15 m high structure and able to change its elevation angle in the vertical north-south plane. The radiometer features an automatic

scan every three hours to look at the bare soil at different angles (from 20° to 60° with steps of 10°) [Lemaître et al. 2004].

The Polarization Ratio (PR) is directly derived from radiometric brightness temperature. PR effectively normalizes out the surface temperature leaving a quantity that is dependent primarily on soil moisture [Kerr and Njoku 1990], [Njoku et al. 2003]. It is expressed as:

$$PR(\theta) = \frac{T_{Bv}(\theta) - T_{Bh}(\theta)}{T_{Bv}(\theta) + T_{Bh}(\theta)} \simeq \frac{e_v(\theta) - e_h(\theta)}{e_v(\theta) + e_h(\theta)} \quad (5)$$

where θ is the observation angle, T_{Bv} and T_{Bh} are brightness temperature at vertical and horizontal polarization respectively, and e_v and e_h are emissivity at vertical and horizontal polarization respectively. In this study PR at $\theta = 40^\circ$ is used. At this incidence angle the resulting monitored surface is about 20 m^2 .

For a L-band radiometer, it is considered that, on average, the emissivity depth is in the range 2-5 cm, depending on the moisture of the soil [Jackson et al. 1997]. Emissivity, for a given angle, can be calculated with Fresnel equations and depends strongly on ϵ_b [Ulaby et al. 1986].

B. In Situ Soil Moisture Measurements

Surface soil moisture has been monitored by a set of Delta-T Theta Probe ML2 moisture sensors (mention of manufacturers is for the convenience of the reader only and implies no endorsement on the part of the authors). To estimate soil water content, these probes measure the apparent absolute value of the soil dielectric constant. The principle of the device is based on measuring the reflection coefficient at 100 MHz. When

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

an electromagnetic wave traveling along a transmission line (the probe) reaches a medium of different impedance (the soil) part of the wave is reflected. The amplitude of the reflected wave depends on the square root of the medium dielectric constant. Further details are given in [Gaskin and Miller 1996]. The output voltage of these sensors is related to the magnitude of dielectric constant following the empirical relation [Delta-T Devices 1999]:

$$\sqrt{\epsilon_b} = 1.07 + 6.40V - 6.40V^2 + 4.70V^3 \quad (6)$$

Surface sensors have been installed vertically in the soil, providing an integrated measure of the soil dielectric constant between 0 - 6 cm depth. These measurements are performed every 2 minutes and averaged over thirty minutes. Probes sample volume is about 75 cm³. In order to address the surface soil moisture spatial variability, there were four replication of surface probes spaced about 2 m apart.

Field calibration allows to establish a relationship between dielectric constant and soil moisture. For that purpose, gravimetric measurements are performed regularly for a wide range of soil moisture conditions. For each gravimetric measurement, six different soil samples are taken randomly from the experimental field. Based on soil density measurements, gravimetric soil moisture averaged for the six samples is used to estimate volumetric soil moisture content at the LEWIS footprint scale.

The use of several probes for automatic surface soil moisture measurements, together with a multi-sample calibration procedure, allows to address the surface soil moisture variability. The obtained ground soil moisture

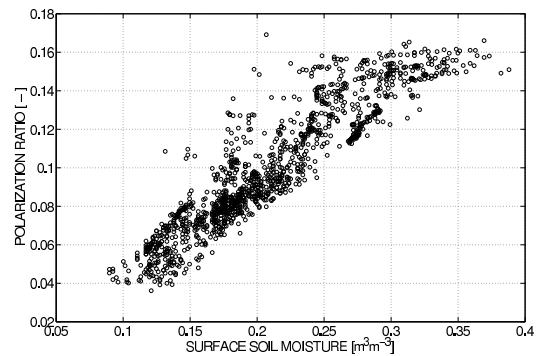


Fig. 3. Polarization ratio is plotted versus surface soil moisture. The full year data set is considered which allows to consider a large range of soil moisture and temperature conditions.

measurements are assumed, hereafter, to be representative of the field scale as shown in [Chanzy et al. 1998].

C. Laboratory Measurements

Laboratory measurements were performed in order to characterize the effect of soil temperature on the soil dielectric constant at the Theta Probe frequency. The soil samples were collected on the SMOSREX field and placed in hermetically closed containers to ensure they kept a constant soil moisture level. For each sample, with a constant soil moisture level, the dielectric constant was measured for different soil temperatures in the range of 5°C to 45°C, with a step of 1°C. The volumetric water content was determined for each sample at the end of the experiment by gravimetry. The results of this experiment are summarized in Table I and commented in the next section.

IV. RESULTS

A. Field Measurements

Figure (3) shows the scatter plot between PR and volumetric surface soil moisture, obtained by field measurements at respectively: 1.4 GHz by LEWIS with a remote sensing approach, and at 100MHz by *in situ* Theta Probe sensors. One year of data is considered with large variations of soil moisture and soil temperature. This figure illustrates the comparison between the two approaches for monitoring the soil dielectric constant ϵ_b . The plot clearly shows that the correlation between the two approaches is very high ($R^2 = 0.93$) when such a large range of soil moisture and temperature conditions are considered. This result allows the inter-validation of the two methods and shows that passive microwave remote sensing and *in situ* Theta Probes are measuring soil dielectric constant at a similar depth.

The good agreement between both approaches is not confirmed however for shorter temporal scales, when the range of soil moisture and soil temperature is less extended and one might expect better agreement. Figure 4 illustrates this comparison for a few days in April in wet soil moisture conditions (left panel) and in June 2005 in dry conditions (right panel). Both the wet and the dry periods considered correspond to dry weather conditions with clear sky conditions (no rain). At this temporal scale, since no rain nor freezing occurred, the amplitude of the soil temperature and moisture variations is mainly controlled by the diurnal scale processes (daily evaporation, and capillary wetting and dew deposition at night). Presence of dew is plotted for the same time period as a binary variable (1 for dew, 0 for no dew and an intermediate value when dew is present only a fraction of the time step). For

the considered periods, the clear sky conditions lead to dew deposition at night (Figure 4), and high solar radiation during the day (not shown). Accordingly the surface soil moisture increases at night and decreases during the day when solar radiation is important, due to evaporation processes.

In Figure 4, the left panel shows that, for relatively wet soils, measurements at 1.4 GHz and 100 MHz are synchronous concerning the phase of the soil moisture diurnal cycle. However, this agreement is not confirmed for relatively dry soils (Figure 4, right) where the diurnal variations of the surface soil moisture measured at 1.4 GHz and at 100 MHz are negatively correlated. LEWIS Polarization Ratio is in agreement with surface atmosphere interaction processes (minimum soil moisture in the afternoon and maximum before sunrise) while the phase of surface soil moisture diurnal cycle is shown to be wrong for *in situ* measurements. The figure indicates that, for the considered dry soil conditions, temperature is correlated with the measurement of soil moisture by the *in situ* sensors.

Figure 5, shows scatter-plots between measured soil dielectric constant at 100 MHz and 1.4 GHz, and soil temperature for the wet and dry periods. Since soil moisture evolves rapidly because of surface atmosphere interactions, only two days of rather stable soil moisture were considered. Figure 5 confirms the qualitative analysis of Figure 4 and points out that the influence of temperature on the dielectric measurement is different depending on the frequency, which is particularly noteworthy. At L-band, the slope is negative for wet and dry conditions. At 100MHz, the slope is slightly negative for wet conditions and positive for dry conditions. The correlation between temperature and

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Transactions on Geoscience and Remote Sensing
WET SOIL

DRY SOIL

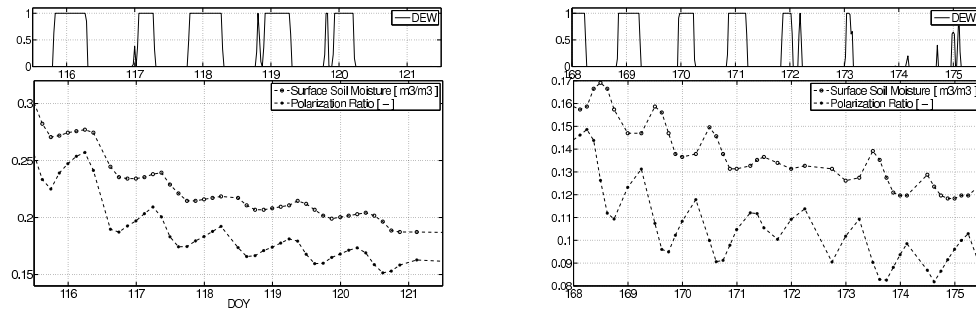


Fig. 4. Temporal evolution of *in situ* surface soil moisture and microwave polarization index from DOY (Day Of Year) 116 to DOY 121 (UP) and DOY 168 to DOY 175 (DOWN) for different cases of soil moisture.

soil moisture observed for dry soils is not in agreement with the land surface processes and can not be related to variations in soil moisture content. This figure confirms that, for relatively dry soils, the dielectric constant at 100 MHz is correlated with temperature.

B. Temperature Effect on Theta Probe Sensors

Laboratory measurements allow the quantification of temperature effects on the dielectric constant measured by Theta Probes at 100 MHz, for different soil moisture levels. The direct effect of temperature on sensors was evaluated on dry soil (oven dried at 105°C for 48 h.) In this particular case, since no water is left in the soil, the measured effect of temperature on the soil dielectric constant is due to the temperature sensitivity of the sensor itself. In Figure 6, the top panel shows the dielectric variations of a dried soil, for which soil moisture is kept constant at 0.0 m³m⁻³, for temperature varying between 5°C and 45°C. Temperature sensitivity ($\Delta\epsilon_b/\Delta T$) was estimated by linear regression. The slope of the sensitivity is as follows:

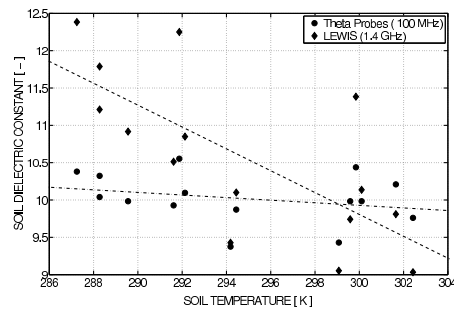
$$\Delta\epsilon_b/\Delta T = 0.0067K^{-1} \quad (7)$$

For a 20°C gradient of temperature, this temperature dependency, would lead to an error of soil moisture of 0.002 m³m⁻³ at 0.06 m³m⁻³ or an error of 0.004 m³m⁻³ at 0.30 m³m⁻³. This results are in concordance with technical specifications of Theta Probe sensors [Delta-T Devices 1999]. It is also in agreement with the independent study of [Blonquist et al. 2005] which found that direct Theta Probes temperature dependency was negligible, though they found slightly higher values than in equation (7).

C. Temperature Effect on Dielectric Constant at 100 MHz

Measured values of soil dielectric constant, ϵ_b , at 100 MHz for different constant soil water contents are plotted against temperature in the bottom panel of Figure 6. This figure shows that for low values of soil moisture the temperature effect is positive, whereas for higher values is negative.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Transactions on Geoscience and Remote Sensing
WET SOIL

DRY SOIL

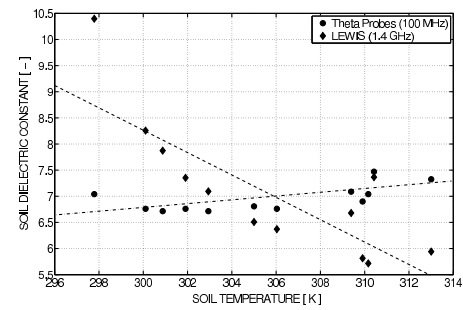


Fig. 5. Measured dielectric constant at two different frequencies against soil temperature: from DOY 119 to DOY 121 (UP), and DOY 173 to DOY 175 (DOWN) for two cases of soil moisture.

The results of the laboratory measurements obtained for different soil moisture are summarized in Table I. For each soil water content, the slope of variation of ϵ_b as a function of temperature was estimated by a linear regression, as described above for the dry soil case. This table details the slope for two cases: $T < 25^\circ\text{C}$ and $T > 25^\circ\text{C}$. These are somewhat different and indicate that temperature effects are stronger at high temperatures. However, for simplicity of analysis, the value calculated over the complete range ($5 - 45^\circ\text{C}$) is considered hereafter. The correlation factor R^2 between dielectric constant and temperature is also given and refers to the complete range. Its high value confirms that measured variations in soil dielectric constant are due to temperature effect. The temperature dependency calculated using the Dobson formulation described in Section II (eq. 1 and 3) is also given. The model relates a negative dependency of soil dielectric constant to temperature which increases with soil water content.

Observed and theoretical features of the soil dielectric constant, listed in Table I, are also plotted in Figure (7)

where different values of $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ are plotted for each soil moisture at which measurements were performed.

V. DISCUSSION

Measurements performed for relatively dry soils (below $13\text{-}14 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) corresponding to values of dielectric constant below 8.5, depict a clearly positive temperature dependency as suggested above with Theta Probe field measurements. The absolute value of temperature dependency increases with dielectric constant, indicating that the wetter the soil the more positive the dependency.

This paper and [Blonquist et al. 2005] show that direct temperature effects on probe are negligible. Electronic Conductivity or Maxwell-Wagner relaxation can induce positive correlation between ϵ_b and temperature. However, both these phenomena either increase or decrease with water content; they have an unidirectional influence on permittivity not a bidirectional influence as observed in figure (7).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Transactions on Geoscience and Remote Sensing						
ϵ_b	m^3m^{-3}	$S(T < 25)$	$S(T > 25)$	S	R^2	S_{model}
4.35	0.054	0.013	0.018	0.016	0.96	-0.0031
5.7	0.08	0.013	0.017	0.017	0.94	-0.0063
5.95	0.095	0.028	0.027	0.028	0.99	-0.0073
7.55	0.12	0.034	0.042	0.039	0.99	-0.012
8.3	0.14	0.031	0.048	0.040	0.98	-0.013
8.5	0.135	0.035	0.041	0.041	0.99	-0.015
10	0.18	0.016	0.039	0.025	0.95	-0.0185
11.3	0.22	0.03	0.017	0.023	0.95	-0.023
12.9	0.24	0.0013	0.028	0.013	0.82	-0.028
14.7	0.265	0.006	0.029	0.024	0.88	-0.033
16.5	0.30	-0.021	0.006	0.019	0.71	-0.038
17.7	0.275	-0.036	0.0057	-0.021	0.80	-0.042
18.8	0.32	-0.046	-0.044	-0.047	0.92	-0.044
21	0.355	-0.071	-0.088	-0.063	0.96	-0.05
22.6	0.42	-0.131	-0.091	-0.112	0.99	-0.056

TABLE I

LABORATORY MEASUREMENTS OF TEMPERATURE EFFECT ON SOIL DIELECTRIC CONSTANT AT 100MHZ, OBTAINED FOR DIFFERENT SOIL MOISTURE LEVELS IN DRY, MEDIUM AND WET CONDITIONS; ϵ_b IS THE SOIL DIELECTRIC CONSTANT MEASURED AT $T=25^\circ\text{C}$; m^3m^{-3} IS VOLUMETRIC WATER CONTENT MEASURED BY GRAVIMETRY; $S(T < 25)$ AND $S(T > 25)$ ARE $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ FOR T BELOW AND ABOVE 25°C RESPECTIVELY; S IS $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ WHEN ALL TEMPERATURE RANGE IS CONSIDERED AND R^2 IS THE CORRELATION COEFFICIENT BETWEEN BOTH VARIABLES (ϵ_b AND T); SMODEL IS THE TEMPERATURE DEPENDENCY OF THE DIELECTRIC CONSTANT, AS COMPUTED WITH THE DOBSON MODEL DESCRIBED IN SECTION II.

For this range of soil moisture, most of soil water is bound water. [Wraith and Or 1999] already observed a positive sensitivity to temperature in fine textured soils. They suggested that bound water plays a critical role in the relation between dielectric constant and temperature for dry conditions. They attributed the positive correlation between dielectric constant and temperature for dry conditions, to a release of bound water with increasing temperature.

In the present paper, laboratory measurements performed at 100MHZ for dry soil conditions confirm

that (i) bound water has a major role on the dielectric constant and (ii) dielectric constant measured by moisture probes increases with soil temperature for dry soil conditions. Multi-spectral field measurements conducted in this study, at 1.4GHz and 100MHZ, allow to go further in the analysis of the temperature effect on the soil dielectric constant when bound water fraction is important. The above results of Figure 5 show that, when bound water fraction is important: (i) dielectric sensitivity to temperature are opposite at 1.4GHz and 100MHZ, (ii) at 100MHZ dielectric constant is positively affected by temperature. These results indicate that, in the SMOSREX field, the release of bound water cannot

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

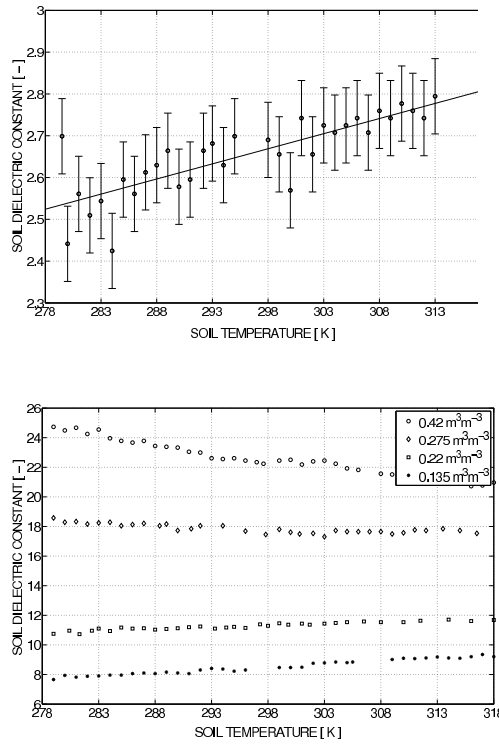


Fig. 6. Soil dielectric constant measured for varying soil temperature. Soil moisture value is kept constant for: a completely dried soil (top panel) and for four different levels of soil moisture (bottom panel).

be the main contribution for the positive temperature dependency of ϵ_b . On the contrary, this result points out the strong sensitivity of the bound water dielectric constant to the measuring frequency.

As discussed in section II, $f_{r_{BW}}$ dependency with temperature leads to a positive dependency on ϵ_{BW} at 100 MHz. The positive sensitivity of bound water dielectric constant at 100MHz to temperature, observed from field and laboratory measurements (Figure 5, Table I and Figure 7) confirm that 100MHz is in the range of bound water relaxation frequency. Furthermore,

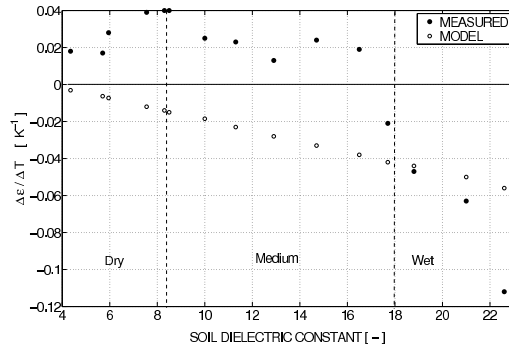


Fig. 7. Measured and modeled $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ as a function of soil moisture, here expressed as the soil dielectric constant at 25°C (see Table I). Three different zones are distinguished according to different observed temperature dependency of dielectric constant. These zones are controlled by the soil moisture level at which measurements are performed.

the more bound water in soil, the more positive the temperature dependency of ϵ_b , as it is shown in Table I and Figure 5.

For measurements performed in medium soil moisture conditions, soil dielectric constant ranges from 8 to 18. This corresponds to intermediate soil moisture values in the range of 13 to 30 m³m⁻³, as indicated in Table I. For this range of soil moisture, soil water content includes free and bound water. Hence, the temperature dependency of ϵ_b is the result of two competing phenomena: the positive temperature dependency of bound water at this frequency and the negative temperature dependency of free water. Since the amount of bound water in soil remains constant as the amount of free water in soil increases, the temperature dependency of ϵ_b decreases. This behavior, though biased, is similar to the expected by the model.

For high soil moisture content (ϵ_b above 18), both

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

observed and measured slopes of $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ at 100MHz are negative. However, compared to the Theta Probe measurements, the model underestimates the negative sensitivity of the dielectric constant to temperature. In this range of soil moisture, above field capacity (0.30 m^3m^{-3} for the considered SMOSREX soil), water flows with gravity and is no longer attracted to soil particles. However, the model considers that water is always slightly attracted by soil particles which might explain why it underestimates the negative effect of free water.

VI. CONCLUSION

This paper investigates the temperature effects on soil dielectric constant (ϵ_b) measurements performed with *in situ* moisture probes at 100 MHz and microwave remote sensing data at L-band (1.4 GHz). The analysis is based on one year concurrent ϵ_b measurements at these two frequencies together with a laboratory temperature dependency analysis for the Theta Probes dielectric measurements.

Both measuring techniques showed a good agreement in the long and short time period. However, for dry soil conditions, when bound water fraction is important, probes measurements depict an unexpected behavior. Field and laboratory measurements showed that, for low values of soil moisture, ϵ_b measured by probes were correlated with temperature.

Multi-frequency observation of soil dielectric constant led to the evidence that bound water relaxation frequency (f_{rBW}) lays in measuring frequency of *in situ* moisture probes. Since temperature has a positive effect on relaxation frequency, temperature increases

ϵ_b when measuring close to f_{rBW} . This dependency affects *in situ* measurements at 100MHz, but does not affect remote sensing data at 1.4GHz. In relatively dry soils, the error in the measurement of soil moisture can led to the misinterpretation of the diurnal moisture cycle.

ACKNOWLEDGMENT

This work was funded by the French CNES/TOSCA contracts and by the PIRRENE program (<http://www.oncert.fr/pirrene/>). The authors thank the SMOSREX partners for their support in the field campaign experiment.

REFERENCES

- [Blonquist et al. 2005] Blonquist, J., S. B. Jones, and D. Robinson, 2005: Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part II. Evaluation of Seven Sensing Systems. *Vadose Zone Journal*, **4**,1059 – 1069.
- [Chanzy et al. 1998] Chanzy, A., J. Chadoeuf, J. Gaudu, D. Mohrath, G. Richard, and L. Bruckler, 1998: Soil moisture monitoring at the filed scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, pp. 637 – 648.
- [de Rosnay et al. 2006] de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaître, M. J. Escorihuela, J. Muñoz Sabater, K. Saleh, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, D. G., T. Douffet, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, A. Kruszwski, F. Lavenu, D. Legain, D. Suquia, A. Petitpa, and P. Waldteufel, 2006: SMOSREX: A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote sens. environ.*, **102**,377 – 389.
- [Delta-T Devices 1999] Delta-T Devices, L., 1999: Theta Probe Soil Moisture Sensor User Manual. *Delta-T Devices, 128 Low Road Burwell, Cambridge, CB5 0RJ, England*.
- [Dobson et al. 1985] Dobson, M., F. Ulaby, M. Hallikainen, and M. El-Rayes, 1985: Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil- PartII: Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **23**,35–47.
- [Gaskin and Miller 1996] Gaskin, G. J., and J. D. Miller, 1996: Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *J. Agric. Engng. Res.*, **63**,153–160.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

- [Hilhorst et al. 2001] Hilhorst, M., C. Dirksen, F. Kampers, and R. Feddes, 2001: Dielectric Relaxation of Bound Water versus Soil Matric Pressure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65**,311–314.
- [Jackson et al. 1995] Jackson, T., D. Le Vine, C. Swift, T. Schmugge, and F. Schiebe, 1995: Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita92. *Remote sens. environ.*, **51**,27 – 37.
- [Jackson et al. 1997] Jackson, T., P. E. O'Neill, and C. Swift, 1997: Passive Microwave Observation of Diurnal Surface Soil Moisture. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **35**,1210–1222.
- [Jackson et al. 1999] Jackson, T. J., D. M. Le Vine, A. Hsu, A. Orlack, P. Starks, C. Swift, J. Isham, and M. Haken, 1999: Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry: The southern great plains hydrology experiment. *IEEE Trans. Geos. and Remote. Sens.*, **37**,2136–2149.
- [Kerr and Njoku 1990] Kerr, Y., and E. Njoku, 1990: A Semiempirical Model For Interpreting Microwave Emission From Semiarid Land Surfaces as Seen From Space. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,384–393.
- [Kerr et al. 2001] Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, 2001: Soil moisture retrieval from Space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39** (8),1729–1735.
- [Lemaître et al. 2004] Lemaître, F., J. Poussiere, Y. Kerr, M. Dejus, R. Durbe, P. de Rosnay, and J. Calvet, 2004: Design and test of the ground based L-band radiometer for estimating water in soils (LEWIS). *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,1666–1676.
- [Njoku et al. 2003] Njoku, E., T. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan, and S. Nghiem, 2003: Soil Moisture Retrieval From AMSR-E. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,215–229.
- [Robinson et al. 2003] Robinson, D., S. Jones, J. Wraith, D. Or, and S. Friedman, 2003: A Review in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal.*, **2**,444–475.
- [Schmugge and Jackson 1994] Schmugge, T., and T. Jackson, 1994: Mapping soil moisture with microwave radiometers. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**,27 – 37.
- [Ulaby et al. 1986] Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung, 1986: *Microwave remote sensing: active and passive. Vol III, from theory to application.* Artech House, Dedham, MA.
- [Wraith and Or 1999] Wraith, J., and D. Or, 1999: Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resource Research*, **35**,361–369.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Lire
la seconde partie
de la thèse