

N° d'ordre : 2653

MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE
I.N.R.A. - Site AGROPARC
Unité de Bioclimatologie
Domaine Saint-Paul
84914 AVIGNON CEDEX 9
FRANCE

Année 1997

AH TH 44

THESE

présentée devant

L'UNIVERSITE PAUL SABATIER DE TOULOUSE (SCIENCES)

pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PAUL SABATIER

spécialité : **TELEDETECTION SPATIALE DE LA BIOSPHERE**

par

Pierre-Louis FRISON

**POTENTIALITES DU DIFFUSIOMETRE VENT DU SATELLITE ERS-1 POUR
L'ETUDE DE LA BIOSPHERE CONTINENTALE**

Soutenue le 21 mai 1997 devant la commission d'examen :

Gilbert VEDRENNE (Président)
François BECKER (Rapporteur)
Pascal LECOMTE
Eric MOUGIN
Shaun QUEGAN (Rapporteur)
Bernard SEGUIN

Professeur à l'Université Paul Sabatier
Professeur à l'Université de Strasbourg
Ingénieur à l'Agence Spatiale Européenne
Chargé de Recherche au CNRS
Professeur à l'Université de Sheffield
Directeur de Recherche à l'INRA

Préparée au Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements (CESR)
et au

Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère (CESBIO)

13 Avenue du Colonel-Roche, 31401 Toulouse

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX	9
I. PRINCIPE DE LA MESURE RADAR	11
II. LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX	15
II.1. Les différentes configurations	15
II.2. Résolution radiométrique	16
II.2.1. Principe du speckle	16
II.2.2. Estimation de la puissance rétrodiffusée par la surface	18
a) Cas de la visée latérale	19
b) Cas de la visée oblique	20
II.3. Le diffusiomètre des satellites ERS	22
a) L'instrument	22
b) Les données	24
CHAPITRE II: INFLUENCE DES PARAMETRES DES MILIEUX NATURELS SUR LA REPONSE RADAR	27
I. LA DIFFUSION DE SURFACE	30
I.1. Influence de la rugosité	30
I.2. Influence de la permittivité diélectrique	32
II. LA DIFFUSION DE VOLUME	34
II.1. Influence de la densité de végétation	35
II.2. Influence de la permittivité diélectrique	36
II.3. Influence de l'angle d'incidence	36
II.4. Suivi temporel de la végétation	38
III. CONCLUSION SUR L'INFLUENCE DES PARAMETRES	39

CHAPITRE III: MODELISATION DE L'INTERACTION ONDE-MATIERE	41
I. Interaction onde-matière.....	43
I.1. Cas d'une particule	43
I.2. Cas d'un ensemble de particules	44
II. Théorie du transfert radiatif	45
II.1. Vecteur de Stokes.....	45
II.2. Somme incohérente des paramètres de Stokes.....	46
II.3. Equation du transfert radiatif	47
CHAPITRE IV: SYNTHESE DES TRAVAUX.....	51
CHAPITRE V: RECUEIL DES PUBLICATIONS	67
Article n°1	69
Article n°2	79
Article n°3	93
Article n°4	113
ANNEXES.....	125
ANNEXE I-A: RADAR A OUVERTURE LATERALE.....	127
ANNEXE I-B: EFFET DOPPLER.....	131
ANNEXE II-A: RESOLUTION DE L'EQUATION DE TRANSFERT RADIATIF PAR UNE METHODE ITERATIVE	133
ANNEXE II-B: PRESENTATION D'UN MODELE THEORIQUE DE RETRODIFFUSION D'UN COUVERT VEGETAL	137
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	141

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les changements climatiques globaux sont une des préoccupations majeures de la communauté scientifique internationale. En effet, l'homme n'a jamais autant modifié son environnement que pendant ce siècle. Par exemple, l'augmentation des cultures inondées et de l'élevage, entraînée par une forte accélération de la population mondiale est devenue une source importante d'émission de méthane dans l'atmosphère. De plus, l'utilisation intensive des combustibles fossiles depuis le début de l'ère industrielle relâche une quantité significative de dioxyde de carbone contribuant ainsi à une augmentation rapide de sa concentration dans l'atmosphère. La déforestation agit aussi de manière non négligeable sur le cycle du carbone. L'augmentation des gaz à effets de serre (comme le méthane ou le dioxyde de carbone) aura pour conséquence une élévation de la température globale à plus ou moins long terme (Hansen *et al*, 1981). En revanche, les forêts en régénérescence constituent un puits de carbone tout comme la diminution de la superficie des zones de permafrost en régions boréales, liée à un réchauffement éventuel de la planète. Cependant, si une prise de conscience s'est faite sur les possibles changements globaux du système terrestre, leur évaluation quantitative reste encore très approchée. Cette dernière dépend en effet de la connaissance des mécanismes régissant le fonctionnement du système couplé océan-atmosphère-biosphère auquel on peut ajouter la cryosphère. En particulier, la biosphère continentale joue un rôle majeur dans les échanges d'énergie et de matière (H_2O , CO_2 ,...) avec l'atmosphère. Ainsi, les fluctuations saisonnières de CO_2 atmosphérique ont pu être reliées à l'activité photosynthétique des végétaux.

L'observation spatiale, par son caractère global et continu sur de longues périodes de temps, est un outil privilégié pour le suivi de l'activité de la biosphère continentale et pour l'élaboration et la validation des modèles qui prennent en compte ces mécanismes. Les capteurs utilisés en télédétection spatiale ne mesurent pas directement une activité ou des paramètres du système mais mesurent les caractéristiques du rayonnement électromagnétique réfléchi ou émis par les surfaces

observées; la gamme du spectre électromagnétique dans laquelle ils opèrent allant du visible aux hyperfréquences.

Les domaines du spectre électromagnétique couvrant du visible à l'infra-rouge thermique (associés à une longueur d'onde de 0.4 à 15 μm) sont les mieux connus et les plus utilisés pour l'observation de la biosphère continentale. En effet, depuis 1979, les satellites météorologiques de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) fournissent des données globales journalières sur l'ensemble du globe à des résolutions de 1 à 4 km. Leur intérêt n'est pas contesté, notamment pour l'observation des grands ensembles végétaux. L'indice de végétation NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) calculé à partir des réflectances acquises dans le domaine du rouge et du proche-infrarouge par le capteur AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) est utilisé pour le suivi de la phénologie de la végétation (Justice *et al.*, 1985; Tucker *et al.*, 1985). Des cartes d'occupation des sols ont pu être établies à l'échelle continentale par Tucker *et al.*, (1985) sur l'Afrique et par Townshend *et al.*, (1987) sur l'Amérique de Sud. De plus, le NDVI étant relié à l'APAR (*Absorbed Photosynthetic Active Radiation*) de manière linéaire, la productivité primaire nette a pu être estimée grâce au cumul de cet indice sur plusieurs types de couvert (Kumar *et al.*, 1982, Goward *et al.*, 1987; Prince, 1991).

D'autre part, un autre jeu de données globales acquis dans le domaine des hyperfréquences passives a lui aussi montré son intérêt pour le suivi de la végétation. Le capteur SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) à bord du satellite Nimbus-7 a permis une observation de la terre de 1978 à 1987, prolongée en 1987 par les capteurs SSMI (*Special Sensor Microwave Imager*) à bord des satellites de la DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*). Les hyperfréquences appartiennent à un domaine d'observation intéressant puisqu'elles permettent une observation de jour comme de nuit. De plus, les fréquences utilisées sont susceptibles d'apporter, grâce notamment à leur capacité de pénétration dans les milieux naturels (à l'exception de l'eau), des informations différentes et complémentaires de celles obtenues par les ondes optiques. Enfin, elles sont peu, voire non sensibles aux perturbations atmosphériques.

Plusieurs études ont montré que l'indice basé sur la différence entre les températures de brillance acquises en polarisation verticale et horizontale à 37 GHz pouvait être relié à différents paramètres de surface comme le contenu en eau de la végétation et l'humidité du sol. Cet indice est particulièrement adapté aux régions arides et semi-arides (Choudhury, 1987; Becker *et al.*, 1988; Prince *et al.*, 1989).

Depuis 1991, un jeu de données complémentaire aux deux précédents a vu le jour avec l'envoi dans l'espace du satellite européen ERS-1 (*European Remote Sensing satellite*) embarquant un diffusiomètre-vent opérant en bande C (5.3 GHz). La pérennité de ce jeu de données a été assurée pour les prochaines années avec le lancement d'une part du même instrument à bord du satellite ERS-2 en Avril 1995 et d'autre part du satellite ADEOS (*Advanced Earth Observing Satellite*) en août 1996 avec un diffusiomètre opérant en bande Ku (14 GHz). De plus la mise en orbite de plusieurs diffusiomètres est prévue à la fin de ce siècle: l'ASCAT (*Advanced Wind Scatterometer*), fonctionnant en bande C à bord du satellite européen METOP (*METEorological Operationnal satellite*), et le diffusiomètre américain SeaWinds, fonctionnant en bande Ku, à bord de la plate-forme japonaise ADEOS II.

Conçus pour l'estimation de la vitesse et de la direction des vents au-dessus des océans, les diffusiomètres spatiaux sont des capteurs hyperfréquences actifs (ou radar) à faible résolution spatiale (de 25 à 50 km). Leur orbite quasi-polaire et leur large fauchée permettent d'obtenir une couverture quasi-totale du globe (à l'exception des pôles) avec une répétitivité temporelle de quelques jours.

A l'opposé des hyperfréquences passives, les mesures radar sont indépendantes de la température de la surface observée. De plus, elles peuvent être effectuées à des fréquences plus basses que celles réalisées par les instruments hyperfréquences passifs, en raison principalement d'une meilleure résolution spatiale. Ainsi la résolution spatiale des données acquises par le diffusiomètre des satellites ERS les rend plus aptes aux applications terrestres que celles réalisées en bande C par le radiomètre SMMR (50 km comparé à 150 km). Par ailleurs les perturbations atmosphériques sont négligeables aux basses fréquences. Ainsi, on peut considérer l'atmosphère comme transparente à 5 GHz (Ulaby *et al.*, 1982).

Deux diffusiomètres spatiaux ont vu le jour avant le lancement du satellite ERS-1: le premier, RADSCAT (*RADiometer-SCATteromer*), à bord de SKYLAB (*SKYLABoratory*) en 1973 et le deuxième appelé SASS (*Seasat-A Scatterometer System*) à bord du satellite SEASAT-A (*SEA SATellite*) en 1978. La brièveté de leur missions (une semaine et trois mois respectivement) a cependant restreint l'utilisation des données acquises par ces deux systèmes au sein de la communauté scientifique. Toutefois, les études entreprises sur ces données ont confirmé leur potentiel pour les applications terrestres (Moore *et al.*, 1974; Kennett & Li, 1989a, 1989b). Des statistiques globales ont mis en évidence notamment une sensibilité du signal aux différents grands ensembles végétaux.

Les mesures réalisées par les satellites ERS (1 et 2) constituent donc le premier jeu de données acquis sur l'ensemble du globe et sur une longue période (environ 6 années jusqu'à maintenant). Des mesures préalables à partir de diffusiomètres au sol ou aéroportés (Ulaby *et al.*, 1982) ont montré la sensibilité de la bande C à différents paramètres de surface. Les données du diffusiomètre des satellites ERS représentent donc *a priori* des données privilégiées pour l'étude de la biosphère continentale.

L'objectif des travaux présentés dans le contexte de cette thèse consiste à évaluer les capacités du diffusiomètre-vent embarqué à bord des satellites ERS pour l'étude de la biosphère continentale aux échelles globale et régionale. Plus précisément, ces travaux visent à évaluer de manière quantitative l'influence des paramètres de surface sur le signal du diffusiomètre des satellites ERS. La spécificité du sujet repose ici sur l'utilisation de données radar à très basse résolution spatiale.

L'approche choisie comprend deux étapes. La première, qui s'appuie sur l'analyse des séries temporelles réalisées par le diffusiomètre, vise à établir la sensibilité de l'instrument aux caractéristiques des surfaces observées. Cette analyse qualitative est un préalable nécessaire à une étude plus quantitative, qui est réalisée dans la deuxième partie de ce travail. Il s'agit de fournir une description des principaux phénomènes de diffusion intervenant dans une cellule de résolution, en identifiant les composantes responsables de la réponse radar. Pour cela, la

démarche retenue repose sur l'utilisation d'un modèle physique décrivant de manière rigoureuse l'interaction d'une onde avec un couvert végétal. Pour une utilisation adaptée à la basse résolution, le modèle de végétation prend en compte le paysage à travers le taux de recouvrement de la végétation. Ce dernier paramètre pondère en effet la somme des contributions des modèles de la couche végétale et de sol nus. Cette approche présente plusieurs avantages. Le modèle retenu, de par sa formulation, permet l'étude de l'influence des divers paramètres du couvert sur la rétrodiffusion radar. Validé par des mesures, il possède également un certain degré de généralisation.

Le premier chapitre de ce manuscrit expose le principe de la mesure du coefficient de rétrodiffusion radar par les diffusiomètres spatiaux. Il se termine par une description des caractéristiques générales du diffusiomètre des satellite ERS. Le second chapitre traite de l'influence des paramètres de surface sur la réponse radar. Le troisième chapitre expose la théorie sur laquelle est basée la modélisation de la diffusion d'une onde radar par une surface naturelle. Le quatrième chapitre consiste en une synthèse des travaux effectués. Enfin, les travaux sous forme de publications sont donnés en fin de manuscrit.

CHAPITRE I :
LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX

CHAPITRE I: LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX

Les diffusiomètres sont des instruments radars. Ils émettent donc un signal dans le domaine des micro-ondes et mesurent l'intensité de l'onde rétrodiffusée par la surface observée. Le diffusiomètre à bord des satellites ERS comprend trois antennes fonctionnant en bande C, à 5.3 GHz, et en polarisation VV. Celles-ci acquièrent des mesures correspondant à une cellule de faible résolution spatiale (environ 50 km) sur une large gamme d'incidence (de 18 à 59°). Ce chapitre introduit quelques notions fondamentales sur la mesure radar. Le principe général des diffusiomètres est ensuite décrit, en particulier celui des satellites ERS.

I. PRINCIPE DE LA MESURE RADAR

Soit une cible soumise à une onde monochromatique de fréquence porteuse f_0 et de champ incident $E_i(r,t)$ émise par une antenne. L'onde est définie par les caractéristiques de son champ électrique (fig. I-1).

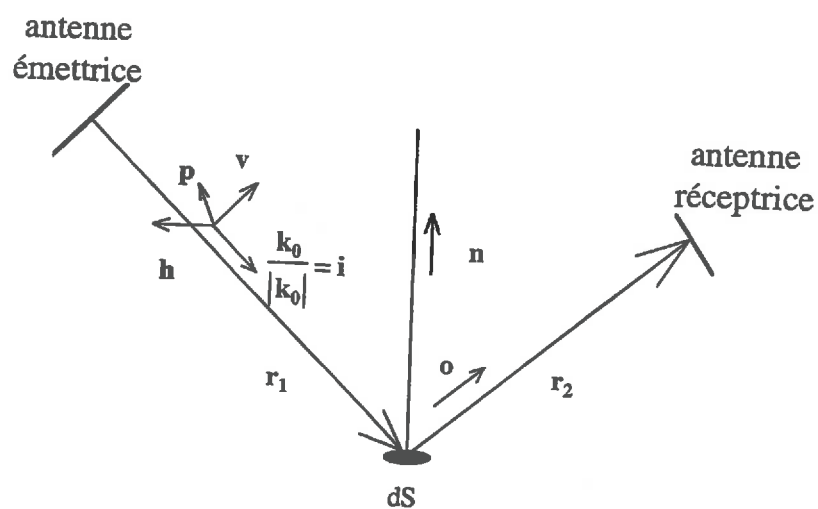


Figure I-1: Configuration de mesures dans le cas d'un radar bistatique.

En tout point r de l'espace, le champ électrique a pour expression:

$$\mathbf{E}_i(\mathbf{r}, t) = E_i(\mathbf{r}, t)\mathbf{p} = E_0 e^{-j(\omega_0 t - \mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r})} \mathbf{p} \quad (1-1)$$

avec: E_0 : amplitude du champ
 $\omega_0 = 2\pi f_0$: pulsation
 \mathbf{k}_0 : vecteur d'onde indiquant la direction de propagation; son amplitude appelée nombre d'onde a pour expression $k_0 = \frac{2\pi f_0}{c}$
 c : célérité de la lumière
 \mathbf{p} : vecteur de polarisation

(Les lettres en caractère gras représenteront dans ce mémoire des grandeurs vectorielles ou matricielles).

Le plan $(\mathbf{k}_0, \mathbf{n})$ définit le plan d'incidence, \mathbf{n} étant le vecteur unitaire normal à la cible. En tout point de l'espace, le champ électrique peut se décomposer selon:

$$\mathbf{E}_i(\mathbf{r}, t) = E_i^v(\mathbf{r}, t)\mathbf{v}_i + E_i^h(\mathbf{r}, t)\mathbf{h}_i$$

où \mathbf{v}_i et \mathbf{h}_i sont deux vecteurs unitaires orthogonaux tels que: $\mathbf{v}_i \wedge \mathbf{h}_i = \frac{\mathbf{k}_0}{k_0}$

\mathbf{v}_i qui appartient au plan d'incidence de l'onde correspond à la polarisation verticale et \mathbf{h}_i est le vecteur de polarisation horizontale orthogonal au plan d'incidence.

Le champ $\mathbf{E}_s(\mathbf{r}, t)$ diffusé par la cible est mesuré au niveau de l'antenne réceptrice.

La section efficace radar bistatique σ^b est une grandeur caractéristique de la cible. Elle est définie comme le rapport de la puissance totale diffusée de façon isotrope par un diffuseur équivalent à la densité de puissance incidente arrivant sur la cible. Elle a pour expression:

$$\sigma^b(\mathbf{o}, \mathbf{i}) = 4\pi \lim_{r_2 \rightarrow \infty} r_2^2 \frac{|E_s|^2}{|E_i|^2} \quad (\text{m}^2) \quad (1-2)$$

Généralement en télédétection radar, l'émission et la réception du signal se font par des antennes polarisées linéairement soit horizontalement, soit verticalement. $\sigma_{pq}^b(\mathbf{o}, \mathbf{i})$ ($p, q = v, h$)

représente alors la section efficace radar pour une onde incidente polarisée selon la direction p et une antenne de réception polarisée selon q .

L'équation radar est fondamentale puisqu'elle relie la section efficace radar de la cible à la puissance P_r mesurée par le capteur. Dans le cas d'une cible ponctuelle, sa forme bistatique a pour expression:

$$P_r = \frac{P_e G_e(r_1)}{L_e} \frac{1}{4\pi r_1^2} \sigma^b(\mathbf{o}, \mathbf{i}) \frac{1}{4\pi r_2^2} \frac{G_r(r_2) \lambda^2}{4\pi L_r} \quad (1-3)$$

- avec:
- P_e : Puissance émise
 - $G_e(r_1), G_r(r_2)$: Gain des antennes d'émission dans la direction r_1 et de réception dans la direction r_2
 - L_e, L_r : Facteurs de pertes des systèmes d'émission et de réception
 - r_1 : Distance entre l'antenne émettrice et la cible
 - r_2 : Distance entre l'antenne réceptrice et la cible
 - $\lambda = \frac{c}{f_0}$: Longueur de l'onde

L'antenne d'émission servant généralement à la réception, cette équation dans le cas monostatique ($r_1 = -r_2 = r$) devient:

$$P_r = P_e \frac{G_e(\mathbf{r}) G_r(\mathbf{r})}{L_e L_r} \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \frac{1}{r^4} \sigma^b(-\mathbf{i}, \mathbf{i}) \quad (1-4-a)$$

Une cible étendue est considérée physiquement comme la contribution de N diffuseurs. Dans ce cas, la puissance moyenne reçue correspond à la somme incohérente des N contributions:

$$\langle P_r \rangle = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \sum_{k=1}^N P_{ek} \frac{G_{ek}(r_k) G_{rk}(r_k)}{L_{ek} L_{rk}} \frac{1}{r_k^4} \sigma_k^b(-\mathbf{i}, \mathbf{i}) \quad (1-4-b)$$

Le coefficient de rétrodiffusion de la surface est préféré à la section efficace radar dans le cas de cible étendues. Il est défini comme la puissance réémise par unité de flux incident et par unité de surface de la cible. Soit dS_k la surface associée à chaque diffuseur, le coefficient de rétrodiffusion a pour expression:

$$\sigma^0 = \left\langle \frac{\sigma_k^b(-\mathbf{i}, \mathbf{i})}{dS_k} \right\rangle \quad (\text{m}^2/\text{m}^2) \quad (1-5)$$

Il est analogue à la réflectance bidirectionnelle utilisée dans le visible et le proche infra-rouge. Il est caractéristique de la surface étudiée (structure, permittivité diélectrique,...) et est fonction de la configuration de visée et de la fréquence du signal émis. C'est cette grandeur physique qui est recherchée en télédétection radar. La partie qui suit montre comment il est déduit de l'équation radar.

L'expression (1-4-b) devient en passant à la limite:

$$\langle P_r \rangle = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} P_e \iint_{\text{Surf.Obs.}} \frac{G_e(\mathbf{r})G_r(\mathbf{r})}{L_e L_r} \frac{1}{r^4} \sigma^0(\mathbf{r}) dS \quad (1-6)$$

L'intégrale est effectuée sur la surface observée, délimitée par le lobe principal de l'antenne. En supposant que $\mathbf{r}=\mathbf{r}_0$ et que σ^0 est constant sur toute la surface observée, l'équation (1-6) se ramène à:

$$\langle P_r \rangle = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \frac{P_e}{L_e L_r} \frac{1}{r_0^4} \sigma^0(\mathbf{r}_0) \iint_{\text{Surf.obs.}} G_e(\mathbf{r})G_r(\mathbf{r})dS$$

où r_0 désigne la distance entre le capteur et le centre de la surface observée.

L'intégrale d'illumination s'exprime généralement en fonction des gains maximums $G(\mathbf{r}_0)$ de l'antenne sous la forme:

$$\iint_{\text{Surf.obs.}} G_e(\mathbf{r})G_r(\mathbf{r})dS = G_e(\mathbf{r}_0)G_r(\mathbf{r}_0)S_{\text{eff.}}$$

où $S_{\text{eff.}}$ correspond à la surface effective.

Le coefficient de rétrodiffusion radar σ^0 est alors déduit de l'expression:

$$\sigma^0(\theta) = \frac{(4\pi)^3 r_0^4}{\lambda_0^2} \frac{L_e L_r}{G_e(\mathbf{r}_0)G_r(\mathbf{r}_0)} \frac{\langle P_r \rangle}{P_e} \frac{1}{S_{\text{eff.}}} \quad (\text{m}^2/\text{m}^2) \quad (1-7)$$

où $\cos \theta = (\mathbf{n}, \mathbf{i})$.

C'est cette équation qui est utilisée en télédétection radar.

Le coefficient de rétrodiffusion radar σ^0 ayant une grande dynamique on choisit souvent de l'exprimer en décibels:

$$\sigma_{dB}^0(\theta) = 10 \log \sigma^0(\theta)$$

II. LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX

II.1. Les différentes configurations

Un diffusiomètre spatial mesure les propriétés de rétrodiffusion des surfaces. Un de ses intérêts est la très large couverture spatiale qu'il est susceptible de fournir. Quatre configurations peuvent être utilisées: les diffusiomètres à visée avant (illumination de la trace du satellite vers l'avant; fig. I-2-a), à visée latérale (illumination perpendiculaire à la trace du satellite; fig. I-2-b), à visée oblique (illumination entre les deux précédentes; fig. I-2-c), et à balayage conique (fig. I-2-d).

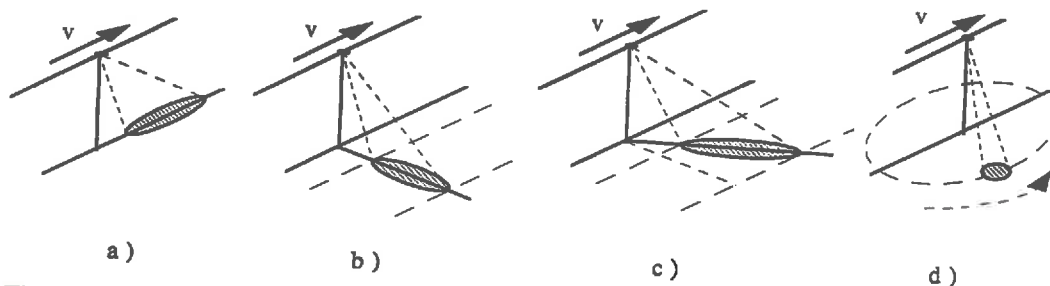


Fig. I-2: Les différentes configurations de mesure des diffusiomètres spatiaux
a) visée avant - b) visée latérale - c) visée oblique - d) visée à balayage conique

Le diffusiomètre des satellites ERS possède deux antennes à visée oblique et une antenne à visée latérale. Ces deux configurations permettent une large fauchée. En revanche chaque point de la surface est vu par une antenne sous une seule incidence selon sa position dans la fauchée. Le système SASS avait une configuration voisine de celle des diffusiomètres des satellites ERS puisqu'il était constitué de quatre antennes à visée oblique.

En revanche, l'instrument RADSCAT à bord de SKYLAB utilisait une antenne à visée avant. Cette configuration est intéressante puisque chaque point de la surface est vu sous une large gamme d'incidence lors du déplacement du satellite. Cependant, la largeur de la fauchée est moins importante que dans le cas des deux configurations précédentes.

Le diffusiomètre à balayage conique acquiert toutes ses mesures à angle d'incidence fixe mais pour des angles azimutaux allant de 0 à 360°.

II.2. Résolution radiométrique

Le but d'un diffusiomètre est de fournir une valeur de coefficient de rétrodiffusion σ^0 représentative de la surface observée. Un traitement de réduction du speckle est donc nécessaire. Le speckle est un bruit radiométrique lié à la nature cohérente de l'onde radar. Un rappel du principe du speckle est tout d'abord exposé dans la partie suivante. Le traitement effectué pour améliorer la qualité des mesures dans les deux configurations des antennes de diffusiomètre des satellites ERS est ensuite expliqué.

II.2.1. Principe du speckle

La surface illuminée par l'onde peut être interprétée physiquement comme un ensemble de diffuseurs élémentaires. Chaque diffuseur élémentaire k diffuse l'onde avec une amplitude S_k et un déphasage ϕ_k particuliers. Dans le plan complexe, la réponse finale peut s'écrire comme la somme vectorielle de chacune des N réponses individuelles (normalisée par le facteur $1/\sqrt{N}$):

$$S = i + jq = |S|e^{j\phi} = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{k=1}^N S_k e^{j\phi_k}$$

Le déphasage ϕ_k est fonction de la distance entre le capteur et le diffuseur élémentaire. Si le capteur voit la cible sous une autre configuration, toutes les phases ϕ_k changeront, entraînant une variation de $|S|$. L'observation successive de la même surface par un capteur en mouvement résulte donc dans une variation de l'amplitude du signal capté.

Sous l'hypothèse d'un speckle dit pleinement développé, on montre que i et q sont la somme de N variables aléatoires indépendantes. Si on admet que N est suffisamment grand (grand nombre de diffuseurs sur la surface illuminée), il apparaît que i et q sont distribuées selon une gaussienne de moyenne nulle et d'écart-type σ dépendant de la surface (Goodman, 1985).

L'amplitude de la valeur du pixel complexe est donnée par $|S| = \sqrt{i^2 + q^2}$ et son intensité par $I = S^2$. On montre alors que la loi de distribution du speckle en intensité est une loi exponentielle de moyenne $\langle I \rangle = 2\sigma^2$ et de variance $Var(I) = \langle I \rangle^2 = (2\sigma^2)^2$

Dans le cas d'une détection quadratique (cas du diffusiomètre des satellites ERS), la sortie du récepteur est proportionnelle à l'intensité de l'onde reçue. On montre alors que la variance du signal reçu est réduite d'un facteur M lorsqu'on moyenne M échantillons indépendants (appelés vues) de la cible (Ulaby *et al.*, 1982):

$$Var(I) = \frac{\langle I \rangle^2}{M} \quad (I-8)$$

I désignant l'intensité du signal provenant de la cible.

Plus le nombre M de vues est grand, et plus la réduction du speckle est importante. Le principe d'un diffusiomètre est donc le moyennage d'un grand nombre de vues pour obtenir une variance du signal minimum. Cependant cette réduction de la dispersion radiométrique se fait au détriment de la résolution spatiale.

La résolution radiométrique est couramment fixée à l'écart-type de la mesure du coefficient de rétrodiffusion. Elle est en général évaluée par le paramètre K_p défini selon:

$$K_p = \frac{\sqrt{\text{var}(\hat{P}_r)}}{\langle P_r \rangle} \quad (I-9a)$$

où \hat{P}_r désigne la puissance mesurée par l'instrument. L'équation radar permet d'en déduire la relation (Fischer, 1972):

$$K_p = \frac{\sqrt{\text{var}(\hat{\sigma}^0)}}{\sigma^0} \quad (I-9b)$$

où $\hat{\sigma}^0$ désigne le coefficient de rétrodiffusion estimé à partir de la puissance mesurée \hat{P}_r . Une approximation valide dans le cas du diffusiomètre des satellites ERS est donnée par la relation (Fischer, 1972; Carter, 1986):

$$K_p = \frac{1}{\sqrt{Bt_{SN}}} \left\{ 1 + \frac{2}{SNR} + \frac{1}{SNR^2} \left(1 + \frac{t_{SN}}{t_N} \right) \right\}^{1/2}$$

où B désigne la bande passante du signal au sein d'une cellule de résolution, t_{SN} et t_N respectivement les temps d'intégration du signal et du bruit, et SNR le rapport Signal/Bruit. On remarque que pour une bande passante de signal donnée, K_p est d'autant meilleur que le temps d'intégration du signal est long et que le rapport Signal/Bruit est grand. Cependant, cette expression n'est pas utilisée par l'ASE pour évaluer le K_p des données du diffusiomètre.

II.2.2. Estimation de la puissance rétrodiffusée par la surface

L'empreinte au sol du signal radar peut être divisée en plusieurs cellules grâce aux lignes équidistantes et/ou aux lignes iso-Doppler (cf. fig. I-3). Ceci est expliqué en détail dans l'annexe I-B. Les deux premiers diffusiomètres spatiaux (RADSCAT et SASS) utilisaient uniquement le phénomène Doppler pour la discrimination de ces cellules. Le diffusiomètre des satellites ERS utilise le principe temporel basé sur les lignes équidistantes. Seul ce cas de figure sera donc présenté ici.

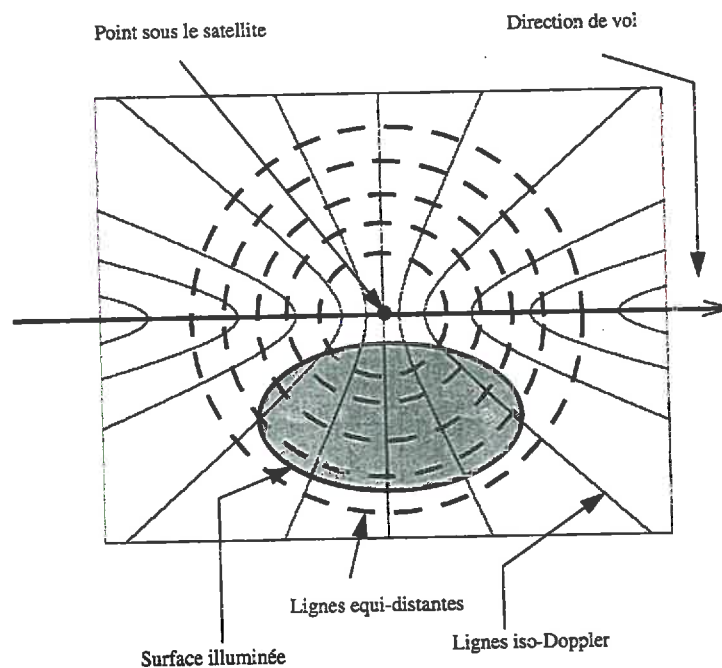


Figure I-3: Système de coordonnées d'un radar imageur

a) Cas de la visée latérale

Si l'intégration du signal se fait de manière continue, on peut calculer un nombre M d'échantillons indépendants équivalents. Pour un temps d'intégration T et un signal de bande passante B , on montre que (Ulaby *et al.*, 1984):

$$M \approx BT \quad (I-10)$$

La bande passante du signal reçu est égale à la dispersion Doppler Δf_D dans une cellule de résolution. Dans le cas de la visée latérale, elle est donnée par l'expression I-B3 de l'annexe I-B:

$$\Delta f_D = \frac{2v}{L} \quad (I-B3)$$

où v désigne la vitesse du satellite et L la longueur de l'antenne.

L'antenne à visée latérale du diffusiomètre des satellites ERS a pour longueur 2.5m, ces derniers se déplaçant à une vitesse d'environ 7.7 km.s^{-1} . La dispersion Doppler associée est donc égale à $\Delta f_D = 6.16 \text{ kHz}$.

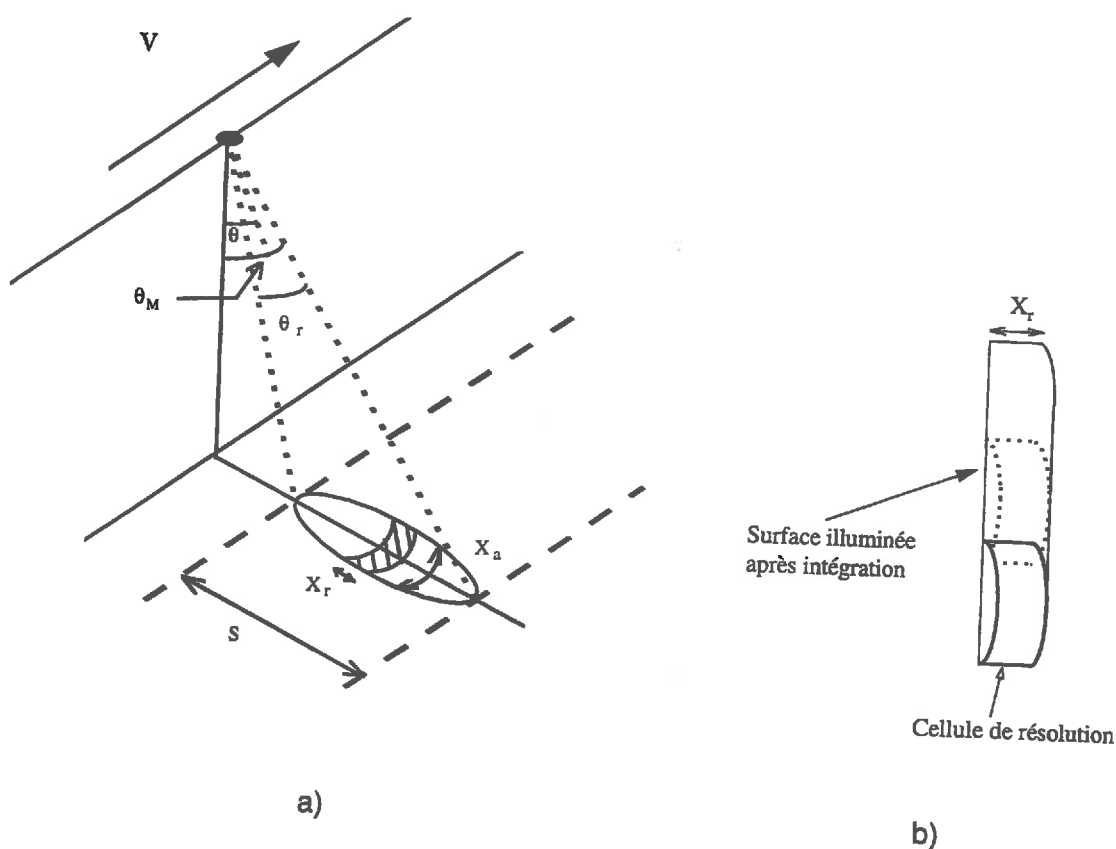


Figure I-4: a) diffusiomètre à ouverture latérale - b) cellule de résolution

La quasi-totalité des radars spatiaux (y compris le diffusiomètre des satellites ERS) sont des systèmes émettant régulièrement de courtes impulsions. Dans ce cas, le temps d'intégration permet d'intégrer plusieurs impulsions. L'intégration se fait séparément pour chaque cellule de résolution radiale au sol X_r (cf. fig.1-4-a). Elle s'effectue donc à incidence constante et de manière incohérente. La surface vue après intégration est illustrée par la figure (I-4-b).

La fréquence d'impulsions PRF détermine l'indépendance ou non de chaque impulsion. En effet, le nombre d'impulsions reçues $N = t_c \cdot PRF$ pendant le temps d'intégration t_c est à comparer avec le nombre d'échantillons indépendants équivalents $M = \Delta f_D \cdot t_c$ (cf. I-10) dans le cas d'une intégration continue. Une PRF relativement faible ($PRF < \Delta f_D$) rend les impulsions quasiment indépendantes les unes par rapport aux autres. Le nombre N représente alors approximativement le nombre d'échantillons indépendants. Le diffusiomètre de satellites ERS correspond à ce cas de figure. En effet, la dispersion Doppler correspondant à l'antenne à visée latérale ($L=2.5m$, vitesse du satellite $v=7.7 \text{ km.s}^{-1}$) environ égale à $\Delta f_D \approx 6 \text{ kHz}$ est très inférieure aux 115 Hz correspondant à la fréquence de répétition associée à l'antenne. Le nombre d'échantillons indépendants est donc très proche des 384 impulsions intervenant dans l'intégration d'une cellule de résolution. Le K_p associé à la mesure finale est donc environ égal à 5%.

b) Cas de la visée oblique

Le diffusiomètre des satellites ERS possède deux antennes dans cette configuration (cf. fig.1-5). La relation (I-B2, cf. annexe B) donne la fréquence Doppler de l'élément X_r :

$$f_D = \frac{2v}{\lambda} \sin \theta \sin \psi$$

D'où la dispersion Doppler: $\Delta f_D = \frac{2v}{\lambda} [\cos \theta \sin \psi \Delta \theta + \sin \theta \cos \psi \Delta \psi]$ (I-11)

Or, $\Delta \theta = \frac{X_r \cos^2 \theta}{h}$ et $\Delta \psi = \frac{X_a}{h \cdot \text{tg} \theta}$

L'expression (I-11) devient alors:

$$\Delta f_D = \frac{2v \cos \theta}{\lambda h} [X_r \cos^2 \theta \sin \psi + X_a \cos \psi] \quad (I-12)$$

On remarque que pour un angle ψ fixé, la dispersion Doppler décroît avec l'angle d'incidence.

De plus, pour un radar à visée latérale $\psi=0$ et (I-12) est identique à (I-B3).

Par ailleurs, il faut préciser que ces expressions ne tiennent pas compte de la rotondité de la terre.

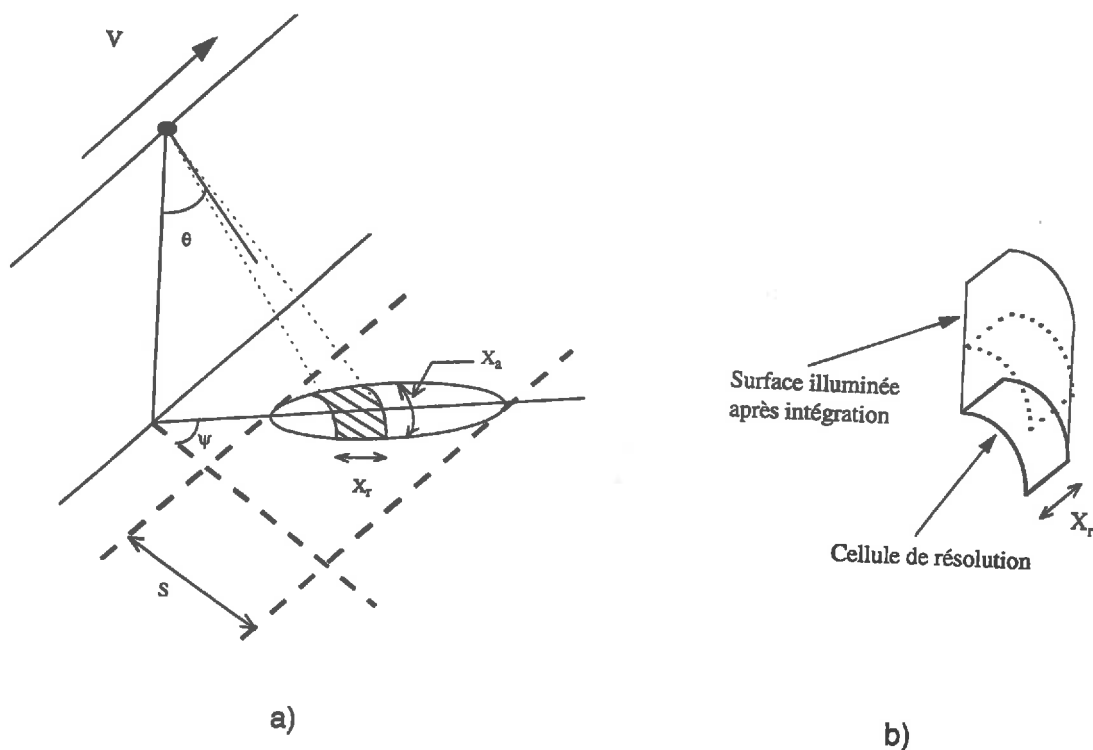


Figure I-5: a) Diffusiomètre à ouverture oblique - b) cellule de résolution

Les deux antennes à visée oblique du diffusiomètre des satellites ERS ont chacune un angle $\psi=45^\circ$. La relation (I-12) devient dans ce cas:

$$\Delta f_D = \frac{\sqrt{2}v \cos \theta}{\lambda h} [X_r \cos^2 \theta + X_a] \quad (I-13)$$

Comme illustration, les 3 paramètres X_a , X_r (donnés par I-A3 et I-A4 en annexe A), et Δf_D correspondant sont montrés pour cette configuration sur la figure (I-6) en fonction de l'angle d'incidence θ . On peut noter la décroissance de la dispersion Doppler avec l'angle d'incidence. De plus, la résolution spatiale d'une cellule de résolution varie de 10 à 55 km est bien meilleure (mais plus bruitée) que la résolution spatiale finale de $50 \times 50 \text{ km}^2$ après intégration.

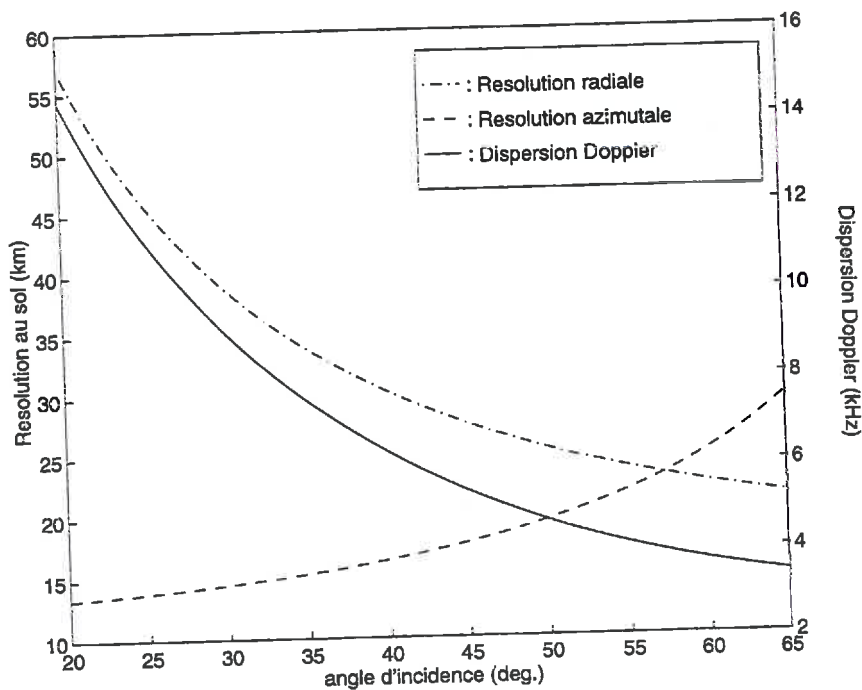


Figure I-6: Résolutions radiale X_r et azimuthale X_a et dispersion Doppler Δf_D associée, d'une antenne à visée oblique analogue à celle du diffusiomètre des satellites ERS. ($v = 7.7 \text{ km.s}^{-1}$, $\lambda = 5.7 \text{ cm}$, $h = 800 \text{ km}$, $L = 3.6 \text{ m}$, durée d'une impulsion $\tau = 130 \mu\text{s}$)

II.3. Le diffusiomètre des satellites ERS

a) L'instrument

Les satellites ERS sont sur une orbite héliosynchrone d'inclinaison 98.5° à environ 800 km d'altitude. Le noeud descendant est franchi à 10h30 UTM. Le satellite ERS-1 a été lancé en juillet 1991. Trois cycles orbitaux de 3, 35 et 168 jours ont été effectifs depuis sa mise en fonctionnement. Le calendrier de ces cycles est donné par le tableau I-1.

cycle orbital	période
3 jours	Juillet 1991 - Mars 1992
35 jours	Avril 1992 - Décembre 1993
3 jours	Décembre 93 - Avril 1994
168 jours	Avril 1994 - Mars 1995
35 jours	Mars 1995 - fin de la mission

Tableau I.1: Calendrier des cycles orbitaux du satellite ERS-1

Ces différentes phases impliquent différentes couvertures du globe. Le cycle orbital de 3 jours entraîne en effet une couverture globale incomplète mais avec une répétition journalière des cibles observées. Les cycles de 35 jours et 168 jours (ce dernier étant très proche du précédent puisqu'il comporte un pseudo-cycle de 37 jours) permettent au diffusiomètre une couverture totale du globe avec une répétitivité temporelle d'environ 5 jours. Le satellite ERS-2, lancé en avril 1995, est programmé pour un cycle de 35 jours sur toute la durée de sa mission.

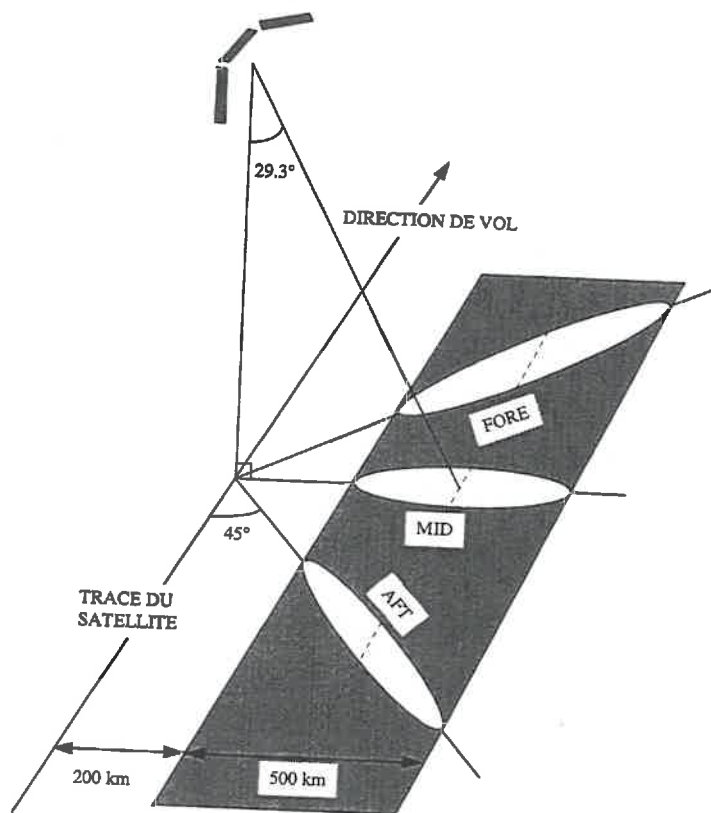


Figure 1.7: Géométrie du diffusiomètre des satellites ERS

Le système AMI (*Active Microwave Instrument*), identique sur les deux satellites, comprend un radar à synthèse d'ouverture et un diffusiomètre. Leur système d'émission commun empêche le fonctionnement simultané des deux instruments. Il fonctionne en bande C, à 5.3 GHz, en polarisation verticale à l'émission comme à la réception.

Le diffusiomètre possède trois antennes éclairant une fauchée à droite de la trace du satellite: une à ouverture latérale (antenne du milieu ou 'Midbeam'), les deux autres à

ouverture oblique (antennes avant - Forebeam, et arrière - Aftbeam). Ces deux antennes pointent respectivement à 45° vers l'avant et vers l'arrière par rapport à l'antenne du milieu. Un schéma de la géométrie du diffusiomètre est montré sur la figure I-7.

b) Les données

L'ASE (*Agence Spatiale Européenne*), qui a en charge les satellites ERS, s'occupe du suivi de la qualité ainsi que de la distribution des données. Les paragraphes suivants présentent succinctement le traitement effectué par l'ASE conduisant au format de livraison des données.

La fauchée identique pour les trois antennes a une largeur de 500 km. Elle est décomposée en une grille dont les mailles carrées ont 25 km de côté (cf. fig. I-8). L'intersection de chaque maille, appelée noeud, représente le centre d'une mesure. Les impulsions émises par chacune des antennes permettent un échantillonnage temporel dans la direction radiale. L'échantillonnage dans la direction de vol se fait à l'aide du déplacement du satellite (cf. § II.2.2). Chaque noeud est le centre d'une surface d'intégration d'environ 85x85 km². La contribution de chaque impulsion sur cette surface est pondérée par une fonction de Hamming (Hans *et al.*, 1986). Il en résulte une mesure du coefficient de rétrodiffusion σ^0 représentative d'une cellule de résolution finale à peu près circulaire d'environ 50 km de diamètre.

Un produit image du diffusiomètre est constitué de 19x19 noeuds représentant une surface carrée d'environ 500 km de côté.

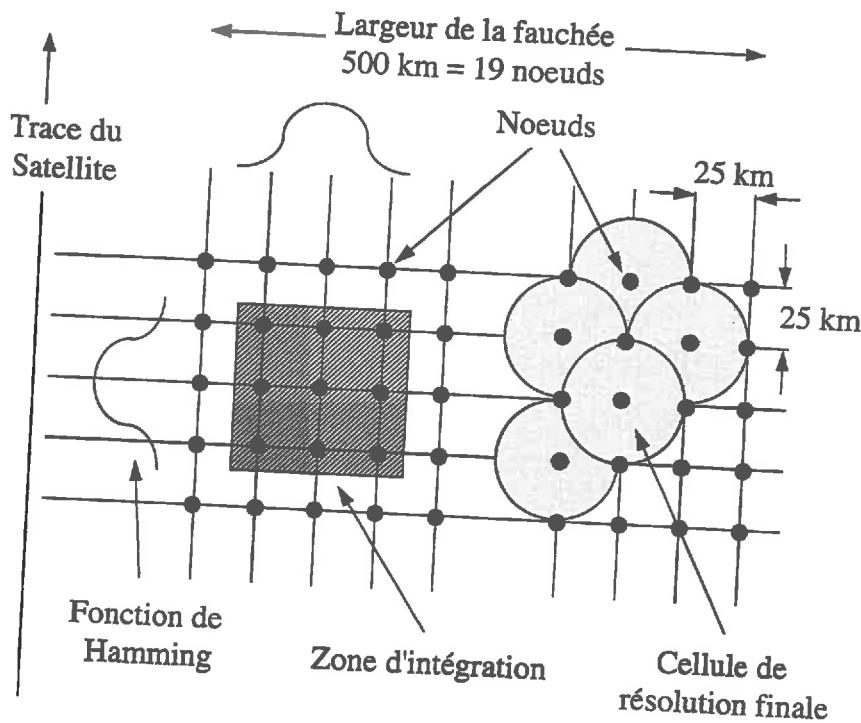


Figure I-8: Principe du filtrage spatial

Les angles d'incidences locaux à travers la fauchée s'étendent de 18 à 47° pour l'antenne du milieu et de 25 à 59° pour les antennes avant et arrière. Les 3 antennes acquièrent la mesure du même noeud de manière quasi-simultanée, chacune avec sa propre configuration de visée (incidence et azimuth). Le coefficient de rétrodiffusion d'un noeud est mesuré par les antennes avant et arrière avec le même angle d'incidence d'environ 10° supérieur à celui correspondant à l'antenne du milieu. L'angle azimuthal de la mesure, fixé pour chaque antenne, dépend de l'orbite (montante ou descendante) et de la latitude du noeud considéré. Le tableau I.2. montre les valeurs d'angle azimuthal à l'équateur.

Antenne	Avant		Milieu		Arrière	
	OM	OD	OM	OD	OM	OD
orbite						
angle azimuthal (°/Nord)	212.7	57.7	257.7	102.7	302.7	147.7

Tableau I-2: Angles azimuthaux des 3 antennes pour les orbites montantes (OM) et descendantes (OD) à l'équateur.

A l'exception des phases correspondant aux cycles orbitaux de 3 jours, un point de la surface est donc vu à différents moments (séparés environ de 5 jours) sous des angles d'incidence et azimutaux différents.

Chaque noeud, caractérisé par sa latitude et longitude, est accompagné de la date d'acquisition de la mesure correspondante, ainsi que de 3 séries d'informations (une par antenne) comprenant la mesure de σ^0 (en dB), les angles d'incidence et azimutal, et la valeur théorique du paramètre K_p . Cependant, les valeurs réelles de K_p ne sont pas fournies.

La dynamique de l'instrument est proche de 42 dB, ce qui permet une observation de la majeure partie des surfaces du globe.

Le diffusiomètre des satellites ERS fournit donc pour la première fois une observation globale de l'ensemble des surfaces continentales en bande C et sur une longue période de temps avec des données calibrées. Ces données vont permettre de compléter l'étude de Kennett et Li (1989), effectuée à l'aide des données acquises en 1978 par le système SASS et préfigurent des observations qui seront réalisées par les diffusiomètres spatiaux à venir (NSCAT, ASCAT, SeaWinds,...).

CHAPITRE II :

**INFLUENCE DES PARAMETRES DE SURFACE
SUR LA REPONSE RADAR**

CHAPITRE II: INFLUENCE DES PARAMETRES DES MILIEUX NATURELS SUR LA REPONSE RADAR

Le chapitre précédent a exposé le principe utilisé par un diffusiomètre pour mesurer le coefficient de rétrodiffusion radar σ^0 , caractéristique de la scène observée. Ce chapitre a pour but d'introduire l'influence des différents paramètres des milieux naturels sur le coefficient de rétrodiffusion radar.

L'intérêt de l'observation des surfaces terrestres par télédétection radar a été mis en évidence dans les années 1980. La réponse radar à différentes fréquences et polarisations pour divers milieux a été mesurée grâce à des diffusiomètres installés au sol, le plus souvent montés sur des structures fixes. On peut citer par exemple les travaux entrepris sur l'étude des sols nus et de la végétation (principalement des cultures) par les équipes de l'université du Michigan (Pr. Ulaby), et du Centre d'Etudes Spatiales des Rayonnements (T. Le Toan). L'équipe de l'université de Bern (Pr. Mätzler), a plus porté son attention sur la rétrodiffusion de la neige et de la glace.

Ces travaux ont mis en évidence la sensibilité des signaux radars aux différents paramètres d'un milieu naturel (humidité et rugosité des sols, biomasse végétale,....). Les principales connaissances sur la rétrodiffusion des milieux naturels établies à partir de ces expériences sont exposées dans ce chapitre.

La puissance rétrodiffusée par un milieu naturel est supposé résulter de la combinaison de plusieurs contributions (fig. II-1): la première provient de la végétation propre (1), la deuxième est celle du sol atténuée par la couche végétale (2), et enfin la troisième correspond à l'interaction entre le sol et la végétation (3). Lorsque la végétation est suffisamment dense, la première contribution est prépondérante. L'onde subit des diffusions successives sur les divers éléments du couvert (feuilles, branches,); on parle de diffusion de volume. En revanche, lorsque la végétation est peu dense, c'est la contribution provenant du sol qui domine. Sous l'hypothèse couramment faite d'un sol homogène, la diffusion ne se produit qu'à la surface. On parle de diffusion de surface.

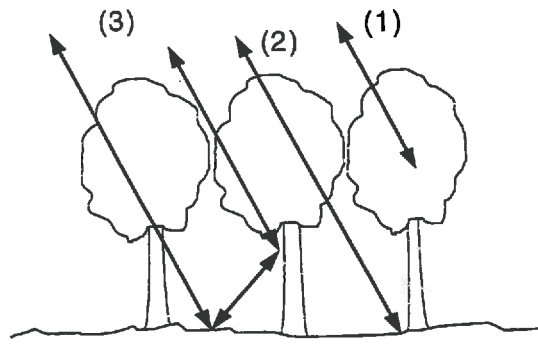


Figure II-1: Différentes contributions intervenant dans la rétrodiffusion d'une onde par une surface naturelle: (1) Diffusion du couvert végétal, (2) Diffusion du sol, (3) interaction sol-végétation.

I. LA DIFFUSION DE SURFACE

I.1. Influence de la rugosité

Lorsqu'une onde arrive sur une interface délimitant deux milieux homogènes, une partie de l'onde est diffusée au niveau de l'interface vers le milieu supérieur et une autre est transmise vers le milieu inférieur. Dans le cas idéal où l'interface est lisse (fig. II-2-a), le problème est régi par les lois de Fresnel. Seule la partie de l'onde incidente correspondant à la réflexion spéculaire retourne dans le milieu supérieur. Les angles d'incidence et de réflexion sont égaux. Lorsque la surface est plus rugueuse (fig. II-2-b), une partie de l'onde incidente est diffusée dans toutes les directions. On parle alors de composante diffuse ou incohérente. Elle s'ajoute à la partie réfléchie dans la direction spéculaire, appelée composante cohérente. De la composante diffuse, c'est la partie rétrodiffusée qui fournit le lien entre la puissance mesurée par un radar monostatique et les propriétés du sol.

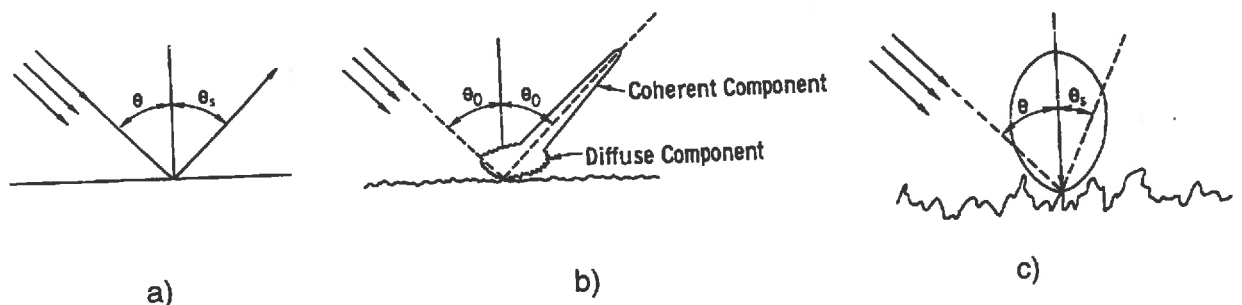


Figure II-2: Différents types de diffusion de surface selon sa rugosité

a) surface lisse idéale - b) surface moyennement rugueuse - c) surface très rugueuse

(d'après Ulaby et al, 1982)

Plus la rugosité de la surface croît, plus la composante diffuse augmente et plus la composante cohérente diminue. Lorsque la surface est très rugueuse (fig. II-2-c), la composante cohérente disparaît totalement et on parle de surface lambertienne.

Le signal mesuré est donc sensible à la rugosité de surface. Cette dernière est une notion qui dépend de la longueur d'onde du signal émis. Ainsi une surface lisse à basses fréquences peut paraître rugueuse pour des signaux émis à des fréquences plus élevées. Le critère de Fraunhofer est utilisé pour qualifier la rugosité d'un sol par rapport à la longueur de l'onde considérée. Ainsi, si l'écart-type σ des hauteurs de la surface vérifie la condition $\sigma < \frac{\lambda}{32 \cos \theta}$ (λ longueur d'onde du signal, θ angle d'incidence), la surface est considérée comme lisse (Ulaby *et al.*, 1982). La figure II-3 illustre le comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour différentes rugosités. On remarque que la rugosité de surface affecte principalement la pente de la courbe, une surface très rugueuse présentant une faible variation angulaire.

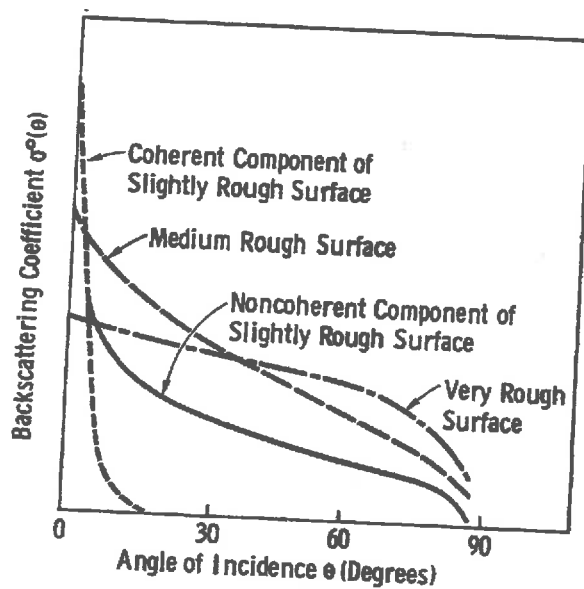


Figure II-3: Variation angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour différentes rugosité de surface - (d'après Ulaby *et al.*, 1982)

Les radars monostatiques ne captent donc que la composante diffuse sauf si l'incidence locale est nulle. Ce cas de figure peut se produire lorsque la surface illuminée est orientée face à la direction de visée. La topographie des surfaces observées peut donc influencer grandement le signal radar.

I.2. Influence de la permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique relative $\epsilon_r = \epsilon' + i \epsilon''$ est une grandeur complexe fondamentale qui réagit les propriétés de réflexion et de transmission d'une onde interagissant avec un milieu. Elle dépend du type de particules qui composent ce milieu ainsi que de la fréquence de l'onde considérée.

Les propriétés diélectriques des sols sont principalement gouvernées par la permittivité diélectrique de l'eau contenue dans le milieu. En effet, un sol sec présente une permittivité diélectrique constante quelque soit la fréquence considérée. Ceci est bien illustré sur la figure II-4 pour cinq types de sol à 5 GHz.

Hallikainen *et al.*, (1985) ont développé un modèle semi-empirique simulant le comportement de la constante diélectrique d'un sol. Ce modèle est basé sur des mesures en laboratoire pour différents types de sol et différents taux d'humidité. La constante diélectrique, pour une fréquence donnée, est calculée à partir du taux d'humidité volumique du sol ainsi que de sa texture (composition granulométrique). Ce modèle est couramment utilisé du fait de sa validité sur une large gamme de fréquence (1.4 - 18 GHz).

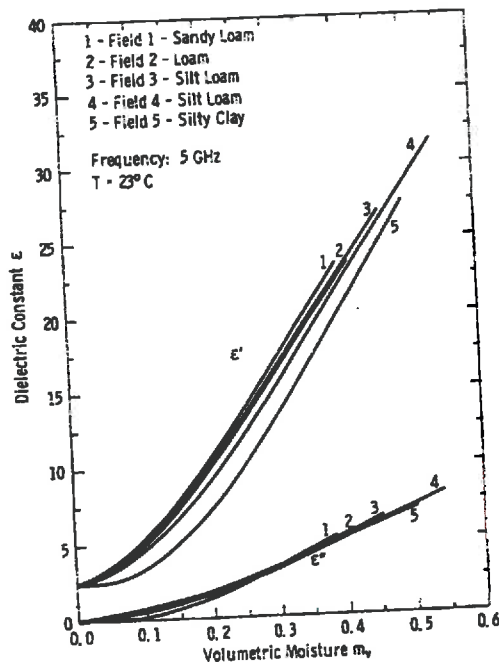


Figure II-4: Partie réelle (ϵ') et imaginaire (ϵ'') de la constante diélectrique mesurées pour cinq types de sol à 5 GHz. (d'après Hallikainen *et al.*, 1985)

Dans le cas d'une diffusion de surface, la réflectivité Γ calculée à partir des coefficients de Fresnel détermine la fraction de puissance incidente sur une surface qui est

réfléchi dans le milieu supérieur. Elle est directement liée à la constante diélectrique du milieu et de l'angle d'incidence de l'onde arrivant sur l'interface. La puissance diffusée dans le milieu supérieur est, à travers la constante diélectrique, liée à l'humidité du sol. La figure II-5 illustre le comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour une surface lisse (fig. II-5-a) et une surface rugueuse (fig. II-5-b). On remarque que le comportement angulaire est insensible au taux d'humidité du sol. Seul un changement de niveau est observé, une surface humide ayant un niveau de rétrodiffusion plus élevé qu'une surface sèche.

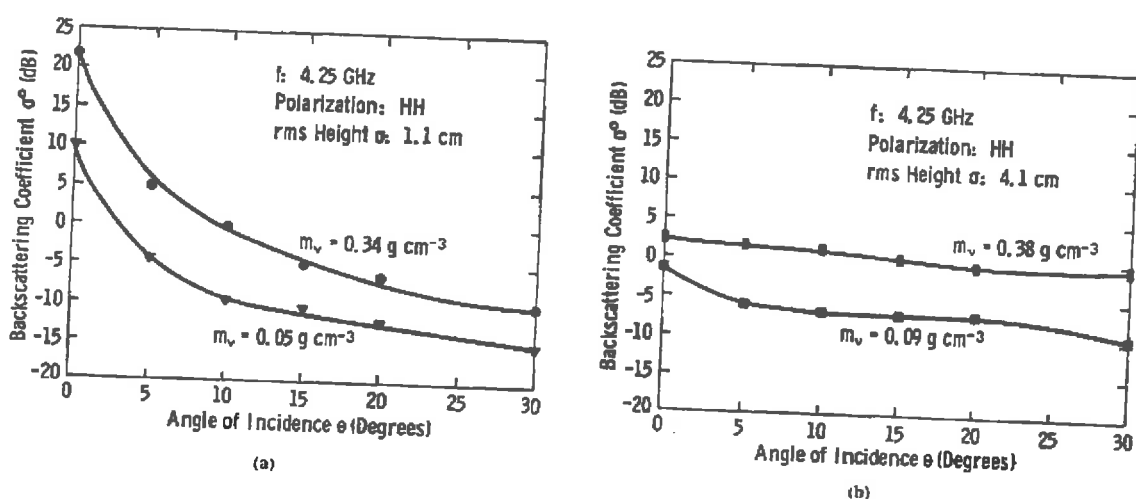


Figure II-5: Mesures du coefficient de rétrodiffusion pour un sol sec et humide (m_v désigne l'humidité volumique de la surface). a) cas d'une surface lisse - b) cas d'une surface rugueuse. (d'après Ulaby et al., 1982)

Les modèles théoriques de rétrodiffusion des sols expriment en général le coefficient de rétrodiffusion σ^0 comme le produit de la réflectivité Γ et d'une fonction prenant en compte les paramètres de rugosité liés à la surface. C'est le cas notamment des premiers modèles théoriques, basés sur l'approximation du plan tangent (formulation de Kirchhoff) reposant sur la méthode des petites perturbations (Tsang et al., 1986; Fung et al., 1994). La limitation de ces modèles provient de leur domaine de validité restreint devant la large gamme de variation des paramètres de rugosité rencontrée dans la réalité. Fung et al., 1992, ont élaboré un modèle théorique bien plus satisfaisant à cet égard. Toutefois, un autre inconvénient de ces modèles est leur grande sensibilité aux paramètres de rugosité de surface, très difficiles à mesurer dans la pratique. Oh et al., 1992, ont mis au point un

modèle semi-empirique de rétrodiffusion de surfaces. Outre le grand domaine de validité de ce modèle (tant du point de vue des paramètres de surface que de la configuration de visée), son principal intérêt réside dans le fait qu'il n'utilise qu'un seul paramètre de rugosité de surface.

II. LA DIFFUSION DE VOLUME

La diffusion de volume se produit pour un milieu inhomogène comme un couvert végétal. L'onde transmise dans le volume est alors diffusée dans toutes les directions par les inhomogénéités (cf. fig. II-6). En particulier, une partie de cette onde est rétrodiffusée. Dans ce cas, le signal radar est sensible à une distribution de diffuseurs.

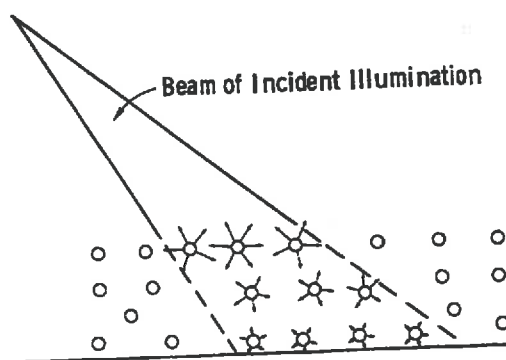


Figure II-6: Diffusion de volume (d'après Ulaby et al., 1982).

Les multiples diffusions ainsi que l'absorption par les diffuseurs entraînent une atténuation de l'onde au fur et à mesure de sa pénétration dans le milieu. La profondeur de pénétration δ_p de l'onde caractérise la hauteur de la couche intervenant dans la diffusion de volume. Elle a pour expression approchée (Ulaby et al., 1982):

$$\delta_p = \frac{\lambda}{4\pi |\text{Im}(\sqrt{\epsilon})|}$$

λ désignant la longueur d'onde.

Un signal pénétrera donc d'autant plus dans un milieu que sa longueur d'onde sera grande et/ou que la partie imaginaire de la racine carrée de la permittivité diélectrique moyenne du milieu sera faible.

La profondeur de pénétration d'une onde dans un couvert végétal détermine l'importance relative des trois contributions représentées figure II-1. Elle dépend de la géométrie, de l'orientation, de la taille et de la constante diélectrique des éléments du couvert, également de sa densité, ainsi que de la fréquence, de la polarisation et de l'angle

d'incidence de l'onde. Des études expérimentales (Lopes, 1983, Mougin *et al.*, 1990) ont montré la grande sensibilité de l'atténuation (et de la profondeur de pénétration) d'une onde à travers une couche végétale en fonction de ces paramètres. Celle-ci varie en effet de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres.

II.1. Influence de la densité de végétation

Les diffuseurs intervenant dans l'interaction d'une onde avec un couvert végétal sont les divers composants végétaux. Leur nombre par unité de volume agit de manière déterminante sur la diffusion et la propagation de l'onde au sein du couvert. Ceci est illustré sur la figure II-7 représentant le coefficient de rétrodiffusion radar σ^0 à 13 GHz en fonction de l'indice de foliaire (défini comme la somme des surfaces foliaires par unité de surface au sol, il est directement corrélé à la densité de végétation) pour une culture de sorgho. Le coefficient de rétrodiffusion croît en fonction de l'indice foliaire jusqu'à une valeur d'environ 1.5 pour laquelle σ^0 sature. Le seuil tout comme le niveau de saturation dépend de la fréquence et de la polarisation de l'onde incidente, ainsi que des propriétés géométriques (taille et forme), diélectriques et de la distribution spatiale des diffuseurs. Il faut préciser que tout comme la rugosité, la taille des diffuseurs est relative à la fréquence de l'onde incidente.

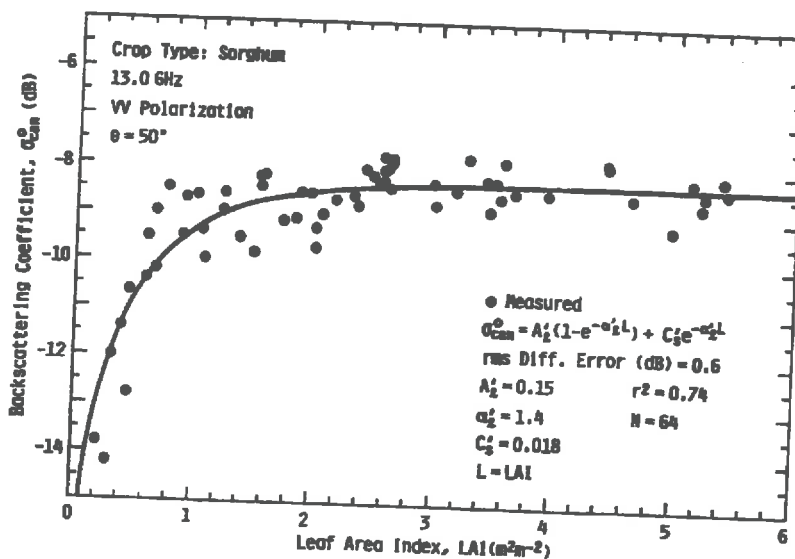


Figure II-7: Variation du coefficient de rétrodiffusion radar à 14 GHz en fonction de l'indice foliaire pour une culture de Sorgho. (d'après Ulaby *et al.*, 1982)

II.2. Influence de la permittivité diélectrique

La constante diélectrique $\epsilon_{r,v} = \epsilon_{r,v}' + i \epsilon_{r,v}''$ des diffuseurs joue un rôle similaire dans ce cas à celle des sols vu précédemment. Elle est, elle aussi, directement liée à leur contenu en eau et dépend de la fréquence du signal radar. Ceci est illustré par la figure II-8 représentant les parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique dans le cas de feuilles de maïs pour trois fréquences différentes en fonction de leur taux d'humidité.

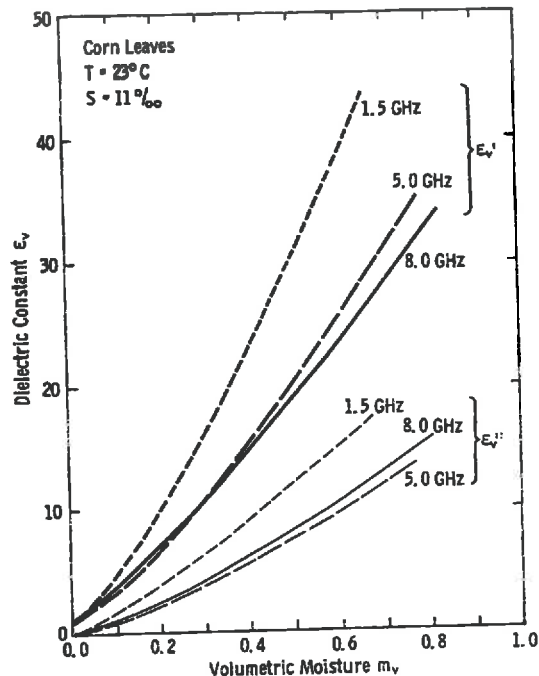


Figure II-8: Constante diélectrique mesurée sur des feuilles de maïs en fonction de leur taux d'humidité. (d'après Ulaby et al., 1982)

Ulaby & El Rayes (1987) ont développé un modèle semi-empirique calculant la constante diélectrique à partir du contenu en eau de la plante. Son domaine de validité s'étend pour des fréquences de 0.2 à 20 GHz.

II.3. Influence de l'angle d'incidence

Dans le cas de la diffusion de volume, le comportement angulaire du signal rétrodiffusé est d'autant plus uniforme que la permittivité diélectrique moyenne ϵ_r du milieu inhomogène est faible (cf. fig. II-8).

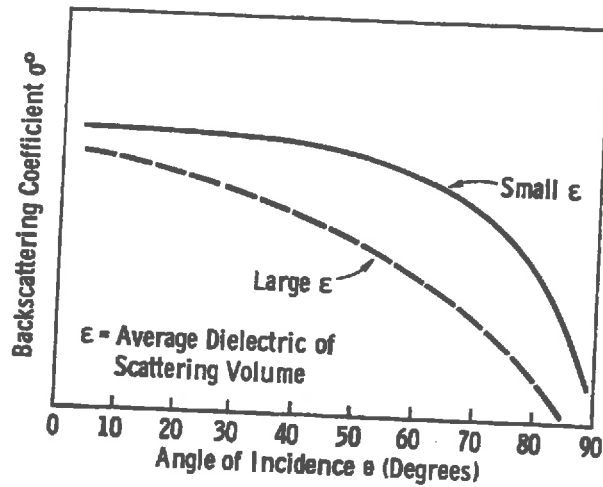


Figure II-8: Comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour deux valeurs moyennes de constante diélectrique. (d'après Ulaby et al., 1982)

La figure II-9 illustre le comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion mesuré sur de la luzerne à deux stades phénologiques différents. Pour un stade précoce de développement, la contribution du sol, particulièrement forte aux faibles incidences (cf. fig. II-3), est prédominante sur la contribution de volume du couvert végétal. En revanche, à un stade plus mature, la majeure partie de l'onde est atténuée lors de sa traversée du couvert. La réponse radar dans ce cas résulte principalement d'une diffusion de volume.

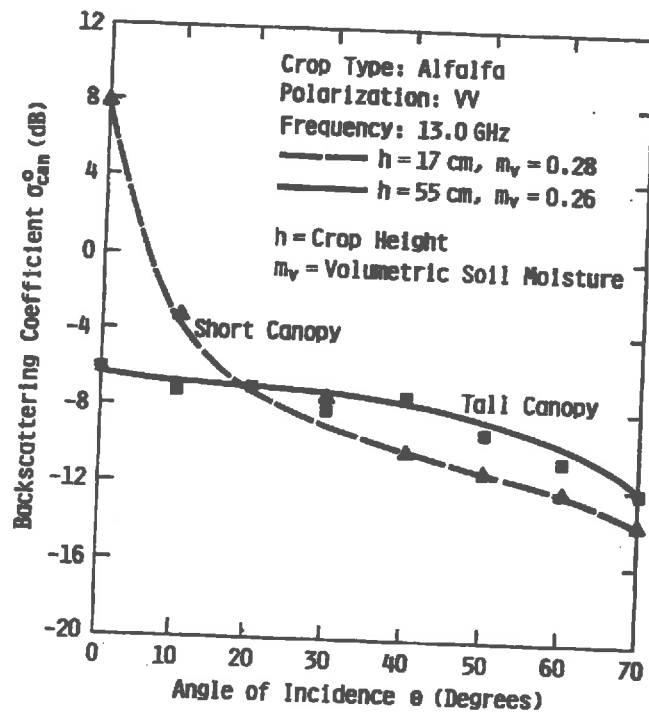


Figure II-9: Coefficient de rétrodiffusion mesuré sur un couvert de luzerne à deux stades de développement. (d'après Ulaby et al, 1982)

II.4. Suivi temporel de la végétation

Si quelques observations temporelles ont été faites à l'aide des diffusiomètres basés au sol, elles ne concernaient principalement que des cultures et étaient limitées spatialement. Les radars spatiaux à synthèse d'ouverture (RSO) mis en orbites ces dernières années (ERS, JERS-1, RADARSAT,) permettent une observation sur une plus grande variété de couverts et sur une plus longue période. Par exemple, la figure II-10 illustre l'évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion radar de deux cultures (blé et colza) mesuré par le RSO d'ERS-1. La mesure est réalisée à 23° d'incidence. Les deux espèces présentent des signatures temporelles différentes et fortement contrastées, ce qui devrait permettre de suivre leur développement et également de les différencier.

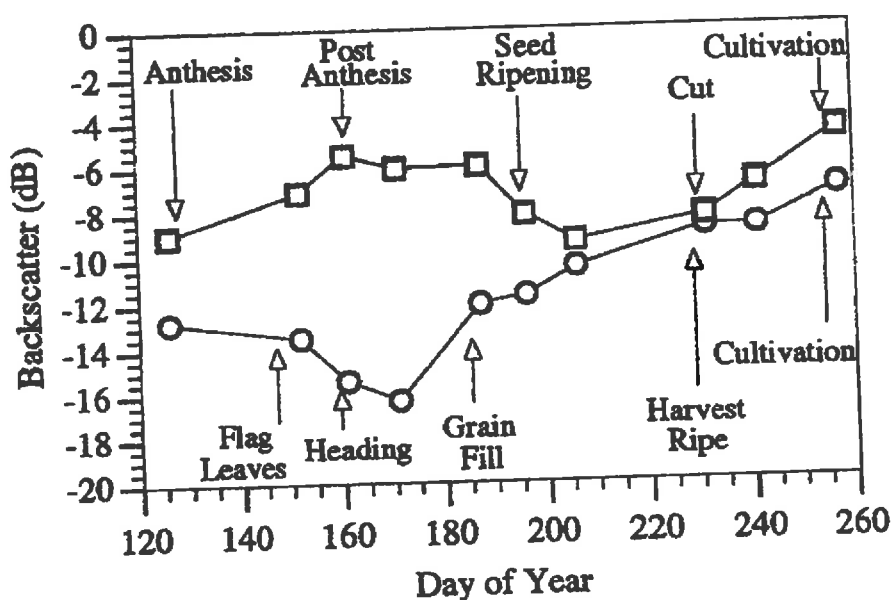


Figure II-10: Signatures temporelles de Blé d'hiver (o) et de Colza (□) par le RSO d'ERS-1. (Anthesis: Floraison; Seed Ripening: Maturation; Cut: Récolte; Cultivation: Travail du sol; Flag Leaves: Redressement des feuilles; Heading: Epiaison; Grain Fill: Remplissage des grains; Harvest Ripe: Récolte) (d'après Wooding et al., 1993)

Si la bonne résolution spatiale de ces systèmes (quelques dizaines de mètres) permet une observation de surfaces homogènes bien définies, leur répétitivité temporelle (de l'ordre de un mois) est loin d'être satisfaisante. La répétitivité de quelques jours du diffusiomètre des satellites ERS est donc un atout non négligeable de cet instrument. En revanche, la basse résolution spatiale (50 km) qui lui est associée va rendre l'interprétation des mesures relativement complexe, les paramètres représentatifs de la surface étant difficile à évaluer.

III. CONCLUSION SUR L'INFLUENCE DES PARAMETRES

La réponse radar des surfaces naturelles dépend de nombreux paramètres liés d'une part aux caractéristiques de l'onde incidente (fréquence, polarisation et angle d'incidence) et d'autre part aux paramètres du couvert (forme, nombre, dimensions, orientation, constante diélectrique des diffuseurs,...).

La compréhension de la réponse radar des surfaces naturelles comprenant le sol et la végétation est donc un problème complexe. Toutefois, quelques soient les échelles spatiales considérées, les signatures radar résultent des mêmes phénomènes physiques parfaitement identifiés intervenant au niveau de l'interaction d'une onde avec un diffuseur élémentaire. La connaissance de ces processus physiques est donc indispensable dans une approche quantitative des signaux radar. Les modèles théoriques, simulant la réponse radar des couverts naturels, doivent nous aider dans l'interprétation des observations. Ces modèles, basés sur une approche physique rigoureuse, relient le coefficient de rétrodiffusion radar aux paramètres caractéristiques de la scène. Ils permettent ainsi d'interpréter les mesures expérimentales et d'en généraliser les résultats. D'autre part, ils peuvent servir de support pour déduire des relations simples faisant intervenir des paramètres thématiques 'utiles'.

CHAPITRE III :
MODELISATION DE L'INTERACTION
ONDE - MATIERE

CHAPITRE III: MODELISATION DE L'INTERACTION

ONDE-MATIERE

A partir d'une description détaillée de la cible, les modèles théoriques de rétrodiffusion calculent la propagation et la diffusion de l'onde au sein du couvert pour retrouver la partie de l'onde incidente diffusée dans la direction d'observation. Parmi les principaux modèles, ceux reposant sur la théorie du transfert radiatif sont les plus couramment utilisés (Ulaby *et al.*, 1990b; Karam *et al.*, 1992). Dans ces modèles, les éléments végétaux (feuille, aiguilles, troncs, branches,.....) sont représentés par des formes géométriques simples (disques, cylindres, ellipsoïdes,.....) sur lesquels le calcul électromagnétique est effectué. A l'intérieur du couvert les éléments sont répartis aléatoirement selon les distributions statistiques décrivant leur position et leur orientation. Plusieurs couches peuvent être considérées pour représenter de manière plus détaillée la répartition verticale des éléments végétaux. Par exemple, une forêt sera modélisée comme un milieu à 3 couches représentant respectivement la couronne, les troncs, la végétation du sous-bois, surmontant une surface rugueuse, le sol.

La théorie du transfert radiatif traite de l'intensité moyenne de l'onde au sein du couvert. Les bases sur lesquelles elle repose sont exposées dans la partie suivante.

I. Interaction onde-matière

I.1. Cas d'une particule

Si une particule est illuminée par une onde plane $\mathbf{E}_i = E_0 e^{-j(\omega_0 t - \mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r})} \mathbf{p} = E_i^v \mathbf{v}_i + E_i^h \mathbf{h}_i$ dans la direction \mathbf{i} , l'onde incidente induit des courants dans cette particule qui sont susceptibles de modifier la valeur et la direction du champ extérieur.

Soit \mathbf{E}_s le champ diffusé par la particule à une distance r . Les composantes \mathbf{E}_i et \mathbf{E}_s sont

reliées par la matrice de diffusion $\mathbf{S} = \begin{pmatrix} f_{vv}(\mathbf{o}, \mathbf{i}) & f_{vh}(\mathbf{o}, \mathbf{i}) \\ f_{hv}(\mathbf{o}, \mathbf{i}) & f_{hh}(\mathbf{o}, \mathbf{i}) \end{pmatrix}$ tel que:

$$\mathbf{E}_s = \frac{e^{jkr}}{r} \mathbf{S} \mathbf{E}_i \quad (\text{III-1})$$

où $\mathbf{E}_s = E_s^v \mathbf{v}_s + E_s^h \mathbf{h}_s$ et où les termes complexes f_{mn} ($m, n = [v, h]$, pour une émission selon la polarisation n et une réception selon la polarisation m) sont appelés amplitudes de diffusion. Elles sont étroitement reliées aux grandeurs caractéristiques de la particule (taille, forme, permittivité diélectrique ϵ_r , ...).

Pour une particule, la section efficace radar bistatique définie au chapitre premier (I-2) s'écrit:

$$\sigma^b(\mathbf{o}, \mathbf{i}) = 4\pi |f(\mathbf{o}, \mathbf{i})|^2 \quad (\text{m}^2) \quad (\text{III-2})$$

La section efficace de diffusion est égale à la puissance diffusée dans tout l'espace:

$$\sigma^s = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \sigma^b(\mathbf{o}, \mathbf{i}) d\Omega = \int_{4\pi} |f(\mathbf{o}, \mathbf{i})|^2 d\Omega \quad (\text{m}^2) \quad (\text{III-3})$$

où $d\Omega$ représente l'angle solide élémentaire.

D'autre part, une partie de l'onde incidente peut être absorbée par la particule. La puissance absorbée correspond à la section efficace d'absorption σ^a de la particule.

La somme des sections efficaces de diffusion et d'absorption est appelée section efficace d'extinction:

$$\sigma^t = \sigma^s + \sigma^a \quad (\text{m}^2) \quad (\text{III-4})$$

Elle représente la puissance totale perdue par l'onde incidente au niveau de la particule. Le théorème optique relie cette dernière à l'amplitude de diffusion dans la direction de propagation de l'onde incidente (*Born & Wolf, 1964*):

$$\sigma^t = \frac{4\pi}{k_0} \text{Im}[f(\mathbf{i}, \mathbf{i})] \quad (\text{m}^2) \quad (\text{III-5})$$

La fonction de phase $p(\mathbf{o}, \mathbf{i})$ représente la fraction de puissance diffusée dans la direction \mathbf{o} par rapport à la puissance totale perdue par l'onde incidente:

$$p(\mathbf{o}, \mathbf{i}) = \frac{4\pi}{\sigma^t} |f(\mathbf{o}, \mathbf{i})|^2 \quad (\text{III-6})$$

I. 2. Cas d'un ensemble de particules

L'interaction d'une onde avec un milieu contenant une distribution aléatoire de particules correspond à la diffusion de volume. Différentes modélisations sont envisagées selon la densité des particules dans le milieu. Si la densité est très faible, l'onde traverse le milieu en ne rencontrant que très peu de particules. L'onde diffusée est supposée résulter uniquement de la diffusion simple de l'onde incidente sur les différentes particules

(fig. III-10-a). Dans ce cas, les diffusions multiples sont négligées. Lorsque la densité de particules augmente, la diffusion simple est toujours uniquement prise en compte et les diffusions multiples sont négligées. Mais cette fois l'onde incidente qui rencontre une particule a auparavant été atténuée par absorption et diffusion au cours de sa traversée (fig. III-10-b). Cette approximation est appelée diffusion multiple de premier ordre. Dans le cas de milieux plus denses (densité de particules supérieure à 1%), les diffusions multiples ne peuvent plus être négligées (fig. III-10-c).

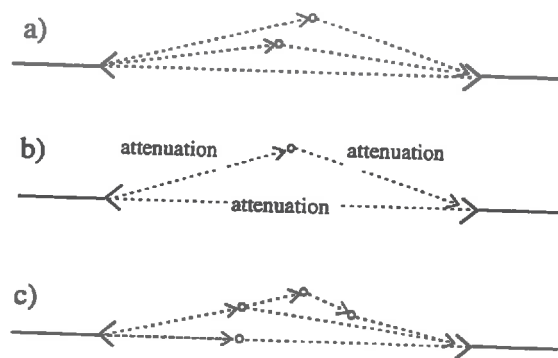


Figure III-10: Différents types de diffusions. (d'après Ishimaru, 1978)

a) diffusion simple - b) diffusion multiple de premier ordre - c) diffusion multiple

II. Théorie du transfert radiatif

II.1. Vecteur de Stokes

Une onde monochromatique $\mathbf{E} = E_0 e^{-j(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})} \mathbf{p} = E_v \mathbf{v} + E_h \mathbf{h}$ de polarisation quelconque peut être entièrement caractérisée par son vecteur de Stokes \mathbf{I} :

$$\mathbf{I} = \frac{1}{\eta} \begin{pmatrix} |E_v|^2 \\ |E_h|^2 \\ 2 \operatorname{Re}(E_v E_h^*) \\ 2 \operatorname{Im}(E_v E_h^*) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ Q \end{pmatrix} \quad (\text{III-7a})$$

où $\eta = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_r}}$ caractérise l'impédance d'onde du milieu dans lequel elle se propage.

I_v et I_h représentent respectivement les intensités sur les composantes orthogonales v et h de l'onde, tandis que U et Q sont reliés à la différence de phase entre les 2 composantes. Le vecteur de Stokes \mathbf{I}_s associé à une onde diffusée par une particule est relié à celui de l'onde incidente \mathbf{I}_i par la matrice de Stokes (Ishimaru, 1978; Tsang *et al.*, 1985):

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} |f_{vv}|^2 & |f_{vh}|^2 & \text{Re}(f_{vh}^* f_{vv}) & -\text{Im}(f_{vh}^* f_{hh}) \\ |f_{hv}|^2 & |f_{hh}|^2 & \text{Re}(f_{hh}^* f_{hv}) & -\text{Im}(f_{vh}^* f_{hh}) \\ 2\text{Re}(f_{vv} f_{hv}^*) & 2\text{Re}(f_{vh} f_{hh}^*) & \text{Re}(f_{vv} f_{hh}^* + f_{vh} f_{hv}^*) & -\text{Im}(f_{vv} f_{hh}^* - f_{vh} f_{hv}^*) \\ 2\text{Im}(f_{vv} f_{hv}^*) & 2\text{Im}(f_{vh} f_{hh}^*) & \text{Im}(f_{vv} f_{hh}^* + f_{vh} f_{hv}^*) & \text{Re}(f_{vv} f_{hh}^* - f_{vh} f_{hv}^*) \end{pmatrix} \quad (\text{III-8})$$

suitant:
$$\mathbf{I}_s = \frac{1}{r^2} \mathbf{R} \mathbf{I}_i \quad (\text{III-9})$$

II. 2. Somme incohérente des paramètres de Stokes

Lorsque les composantes E_v et E_h d'une onde fluctuent les composantes du vecteur de Stokes sont définies par leur valeur moyenne:

$$\mathbf{I} = \frac{1}{\eta} \begin{pmatrix} \langle |E_v|^2 \rangle \\ \langle |E_h|^2 \rangle \\ 2\text{Re}\langle E_v E_h^* \rangle \\ 2\text{Im}\langle E_v E_h^* \rangle \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ Q \end{pmatrix} \quad (\text{III-7b})$$

Lorsque N ondes indépendantes se combinent les paramètres de Stokes de l'ensemble sont égaux à la somme des paramètres respectifs de toutes les ondes. Le terme « indépendant » exprime le fait que les phases de chacune des ondes sont indépendantes les unes par rapport aux autres.

Soit $\mathbf{E} = \sum_{n=1}^N \mathbf{E}_n$ le champ électrique résultant.

L'intensité résultante sur la direction de polarisation \mathbf{v} s'écrit:

$$\langle I_v \rangle = \left\langle \sum_n I_{v_n} \right\rangle + \sum_n \sum_{\substack{m \\ n \neq m}} \frac{2}{\eta} \text{Re}\langle \mathbf{E}_{v_n} \mathbf{E}_{v_m}^* \rangle \quad (\text{III-10})$$

S'il n'y a aucune corrélation entre \mathbf{E}_{v_n} et \mathbf{E}_{v_m} pour $n \neq m$, le second terme du membre de droite s'annule. Il en est de même pour I_h , U et Q . Les vecteurs de Stokes s'additionnent donc entre eux dans ce cas.

En conséquence, quand les particules d'un milieu sont distribuées suffisamment aléatoirement, la phase des ondes dépendant de la position spatiale des diffuseurs va être aléatoire et le vecteur de Stokes résultant est la somme des paramètres de Stokes relatifs à chaque diffuseur:
$$I_v = \sum_n I_{v_n}$$

II.3. Equation de transfert radiatif

Une notion fondamentale dans la théorie du transfert radiatif est celle d'intensité spécifique $I(\mathbf{r}, \mathbf{s})$. En un point \mathbf{r} , selon la direction \mathbf{s} , l'intensité spécifique représente la puissance émise par unité de surface apparente $dA \cos \theta$ dans un angle solide $d\Omega$ (cf. fig. III-11):

$$dP = I(\mathbf{r}, \mathbf{s}) \cos \theta \, dA \, d\Omega$$

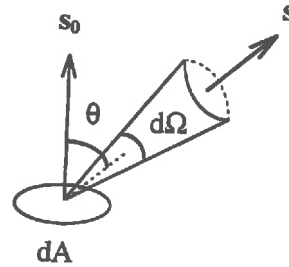


Figure III-11: Intensité spécifique

Lorsque l'état de polarisation n'est pas considéré, l'intensité spécifique correspond à l'intensité totale (proportionnelle à la somme des deux premiers paramètres du vecteur de Stokes). En revanche, lorsque l'état de polarisation est pris en compte, l'intensité spécifique est donné par $\frac{1}{d\Omega} \mathbf{I}$, où \mathbf{I} représente le vecteur de Stokes.

L'équation de transfert radiatif donne les contributions et pertes de l'intensité spécifique d'une onde lors de sa traversée d'un volume élémentaire de section unitaire da et de longueur ds contenant n_0 particules (Ishimaru, 1978). Elle s'écrit:

$$\frac{dI(\mathbf{r}, \mathbf{s})}{ds} = -\kappa_e I(\mathbf{r}, \mathbf{s}) + \int_{4\pi} \mathbf{P}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') I(\mathbf{r}, \mathbf{s}') d\Omega' \quad (\text{III-11})$$

Les matrices d'extinction \mathbf{K}_e et de phase \mathbf{P} sont définies ci-après.

Le premier terme du membre de droite rend compte de l'extinction de l'intensité spécifique.

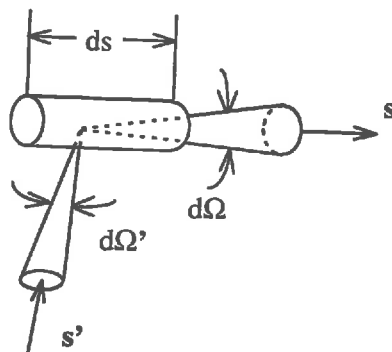


Figure III-12: Diffusion d'une intensité spécifique sur le volume ds dans une direction \mathbf{s}

Le deuxième terme exprime l'apport d'intensité spécifique en provenance d'autres directions de l'espace \mathbf{s}' , et diffusée par les particules dans la direction \mathbf{s} (fig. III-12). Un troisième terme lié à l'émission des particules n'apparaît pas ici car il est négligeable en télédétection micro-ondes actives.

Si le milieu contient n_0 particules sphériques identiques réparties aléatoirement, la matrice de phase a pour expression (Ulaby & Elachi 1990a):

$$\mathbf{P}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') = n_0 \mathbf{R}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') \quad (\text{III-12})$$

Cependant, si le milieu est constitué de particules de formes et tailles identiques mais pas forcément sphériques, associées à une distribution sur leur orientation $p(\alpha, \beta, \gamma)$, (α, β, γ étant les angles d'Euler), $\mathbf{P}(\mathbf{s}, \mathbf{s}')$ a pour expression:

$$\begin{aligned} \mathbf{P}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') &= n_0 \langle \mathbf{R}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') \rangle \\ &= n_0 \int d\alpha \int d\beta \int d\gamma p(\alpha, \beta, \gamma) \mathbf{R}(\mathbf{s}, \mathbf{s}') \end{aligned} \quad (\text{III-13})$$

La matrice d'extinction κ_e a pour expression (Ulaby & Elachi, 1990a, Tsang & Kong, 1985):

$$\kappa_e = \begin{pmatrix} -2 \operatorname{Re} M_{vv} & 0 & -\operatorname{Re} M_{vh} & -\operatorname{Im} M_{vh} \\ 0 & -2 \operatorname{Re} M_{hh} & -\operatorname{Re} M_{hv} & \operatorname{Im} M_{hv} \\ -2 \operatorname{Re} M_{hv} & -2 \operatorname{Re} M_{vh} & -\operatorname{Re}(M_{vv} + M_{hh}) & \operatorname{Im}(M_{vv} - M_{hh}) \\ 2 \operatorname{Im} M_{hv} & -2 \operatorname{Im} M_{vh} & -\operatorname{Im}(M_{vv} - M_{hh}) & -\operatorname{Re}(M_{vv} + M_{hh}) \end{pmatrix} \quad (\text{III-14})$$

où
$$M_{mn} = \frac{2j\pi n_0}{k_0} \langle f_{mn}(\mathbf{i}, \mathbf{i}) \rangle \quad m, n = v, h \quad (\text{III-15})$$

La matrice κ_e représente la généralisation du théorème optique. Si les particules sont sphériques ou si elles sont distribuées de manière uniforme en azimut, cette matrice devient diagonale et on retrouve le théorème optique donné au paragraphe III.1.1.

Les modèles de rétrodiffusion basés sur la théorie du transfert radiatif ont pour but de résoudre l'équation qui en est à l'origine afin d'extraire l'intensité diffusée I_s . Une fois l'intensité rétrodiffusée retrouvée, le coefficient de rétrodiffusion est calculé à partir de l'intensité incidente suivant l'expression (Ulaby & Elachi, 1990a):

$$\sigma_{mn}^0 = 4\pi \cos \theta_i \frac{I_{s_m}}{I_{i_n}} \quad m, n = v, h \quad (\text{III-16})$$

En général, l'équation de transfert radiatif n'a pas de solutions analytiques. Plusieurs approximations et techniques numériques existent pour la résoudre. L'annexe II-A présente la méthode de résolution ayant servi au modèle théorique concernant la rétrodiffusion du couvert végétal utilisé dans le cadre de ce travail (Karam *et al.*, 1992; Karam *et al.*, 1995). C'est une méthode itérative, applicable quand le milieu est faiblement diffusant (*i.e.* quand l'albédo de simple diffusion $w = \frac{\sigma^s}{\sigma^t}$ est faible) ce qui est le cas des milieux naturels (Attema & Ulaby 1978).

Finalement, le coefficient de rétrodiffusion est exprimé comme la somme incohérente de plusieurs contributions (cf. annexe II-B):

$$\sigma^0 = L^2 \sigma_{sol}^0 + \sigma_{veg}^0 + \sigma_{int}^0 \quad (III-17)$$

Les trois termes du membre de droite sont représentés figure III-13. σ_{sol}^0 représente le coefficient de rétrodiffusion dû à diffusion de surface. Il est pondéré par le facteur de transmission L de l'intensité incidente dans la couche végétale. Le deuxième terme représente la diffusion de volume et le troisième correspond à l'interaction entre la surface et la végétation.

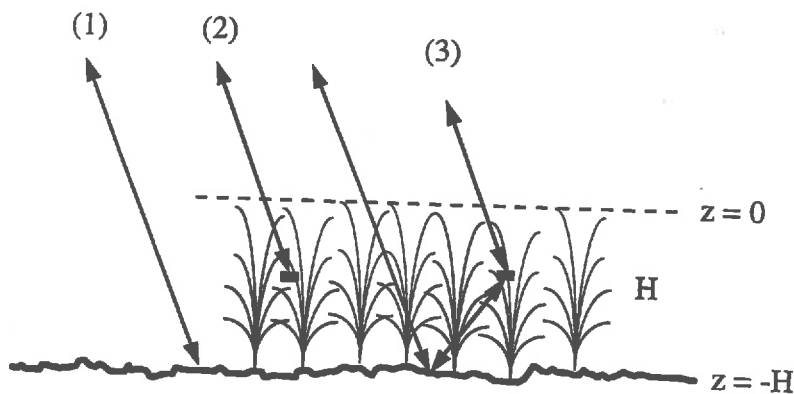


Figure III-13: Les principales contributions intervenant dans la rétrodiffusion d'un couvert végétal: (1) sol atténué; (2) diffusion du couvert; (3) interaction couvert - sol.

Le modèle théorique de rétrodiffusion d'un couvert végétal utilisé dans le cadre de ces travaux est présenté en annexe II-B.

CHAPITRE IV :
SYNTHESE DES TRAVAUX

CHAPITRE IV: SYNTHÈSE DES TRAVAUX EFFECTUES DANS LE CADRE DE LA THESE

Le diffusiomètre-vent à bord des satellites ERS-1 et ERS-2 fonctionne respectivement depuis août 1991 et novembre 1996. Les données acquises par le premier instrument ont été distribuées à la communauté scientifique en avril 1992. Conçu pour l'estimation de la vitesse des vents et de leur direction au dessus des océans, le diffusiomètre-vent est utilisé de manière opérationnelle depuis cette date (voir par exemple Stoffelen & Anderson, 1993).

Auparavant, les seules données radar globales avaient été acquises en bande Ku par le système SASS en 1978. Les données du diffusiomètre du satellite ERS-1 sont donc les premières acquises en bande C par ce type d'instrument. A côté, les seules données micro-ondes en bande C ont été enregistrées par le radiomètre SMMR, mais n'ont été que peu exploitées du fait de leur mauvaise qualité. Bien que la résolution spatiale de ces données est plus adaptée aux grandes étendues océaniques, cet accès à une nouvelle vision du globe a rapidement suscité l'intérêt de la communauté scientifique dans le domaine des applications terrestres. Ainsi, depuis 1993, les études concernant les surfaces continentales vont en nombre croissant.

Les premières images globales synthétisées avec les données du diffusiomètre du satellite ERS-1 ont été présentées dès 1993 (Proisy, 1993; Wismann *et al.*, 1993). Ces images correspondaient à des cartes mensuelles du coefficient de rétrodiffusion radar, à la résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, et pour un angle d'incidence fixe, compris entre 18° et 59° . Ces images ont révélé une bonne concordance avec des cartes de végétation et de relief. Elles illustraient les fortes variations spatiales du coefficient σ^0 , liées au type de surface. Par ailleurs, les profils temporels mensuels de la réponse du diffusiomètre extraits sur différents sites montraient une saisonnalité marquée en relation (directe ou indirecte) avec les principaux changements environnementaux (pluviométrie ou température) des régions observées. Ainsi, la signature temporelle des savanes en Afrique semblait fortement liée à l'arrivée de la saison des pluies et donc au développement de la végétation (Kerr & Magagi, 1993; Mougín *et al.*, 1993). En revanche, un signal stable temporellement était observé sur les surfaces désertiques non sableuses ou sur les forêts tropicales, déjà connues pour leur

stabilité radiométrique temporelle. De plus, des signatures angulaires caractéristiques étaient mises en évidence sur différentes surfaces (Kerr et Magagi, 1993, Mougin *et al.*, 1993). Ces premières observations, réalisées au début de ce travail, sont récapitulées dans l'article n°1 (voir le recueil des travaux). Parallèlement, Wiesmann & Mätzler (1993) ont mis en évidence la sensibilité des données aux paramètres de surface (sol enneigé, fonte des neiges, sol nu) sur des sites alpins en Suisse.

A la suite de ces premiers résultats prometteurs, les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse ont pour objectif d'évaluer plus précisément les potentialités du diffusiomètre du satellite ERS-1 pour le suivi des surfaces continentales, et en particulier de la végétation terrestre. En effet, si le comportement du signal radar sur les surfaces naturelles est relativement bien connu (*cf.* Chapitre II), l'intérêt des systèmes à basses résolution n'a jamais été vraiment démontré, en particulier, pour un suivi temporel de la végétation. Enfin, l'effet de la résolution spatiale sur la rétrodiffusion radar était peu connu.

1. Evaluation des données

En préalable à une analyse quantitative, une évaluation de la qualité des données est nécessaire. Pour cela, des sites localisés dans les forêts tropicales du bassin amazonien et congolais ont été sélectionnés en raison de leur grande étendue, de leur homogénéité et de leur stabilité radiométrique temporelle (Birrer *et al.*, 1982, Kennett & Li, 1989b). L'examen de la réponse des trois antennes sur une période de deux années consécutives ne montre aucune dérive significative de l'instrument sur cette période (*cf.* article n°2). De faibles variations journalières et saisonnières, de l'ordre de 0.2 à 0.3 dB peuvent cependant être notées mais leur cause n'est pas clairement identifiée (variations de la canopée ou de l'instrument). Des observations similaires ont été décrites également par Long & Skouson (1996). L'écart de radiométrie observé, inférieur à 0.1 dB entre les différentes antennes, indique également leur bonne inter-calibration. Enfin, l'estimation statistique de l'incertitude associée à la mesure (± 0.3 dB sur les surfaces considérées) établit la bonne résolution radiométrique de l'instrument. Cette étude confirme donc la bonne calibration du système annoncée par l'ASE.

2. Effet de la configuration de visée

L'étude de la sensibilité des mesures à la configuration de visée sur l'ensemble du continent africain montre que, d'une manière générale, la réponse de l'instrument est indépendante de l'angle azimutal. Cependant, localement, d'importantes différences peuvent apparaître. Ainsi, des variations de 7 dB selon l'azimut (cf. fig. IV-1-a) peuvent être affichées par les grands déserts de sable (Sahara par exemple), en raison du caractère fortement orienté et périodique de la topographie de ces paysages. En revanche, la signature angulaire (par rapport à l'angle d'incidence) du coefficient de rétrodiffusion σ^0 est bien marquée et dépend fortement de la surface observée. Si le comportement angulaire entre σ^0 (dB) et l'angle d'incidence peut-être décrit par une relation linéaire sur la plupart des surfaces terrestres, la pente de cette droite diminue selon la densité de végétation, en l'absence de fort relief (cf. fig. IV-1-b). Ainsi, les forêts tropicales présentent une pente relativement faible (0.06 dB/°) alors que les déserts affichent une pente pouvant aller jusqu'à 0.24 dB/°. La valeur de la pente apparaît donc comme un indicateur des mécanismes de diffusion prépondérants à l'intérieur de la cellule de résolution (diffusion de volume ou de surface). Ces résultats sont en accord avec les observations exposées au chapitre II (§II.3). Toutefois, l'analyse des données (du moins en zone arides) montre que la pente apparaît très corrélée aux mesures effectuées aux grands angles d'incidence.

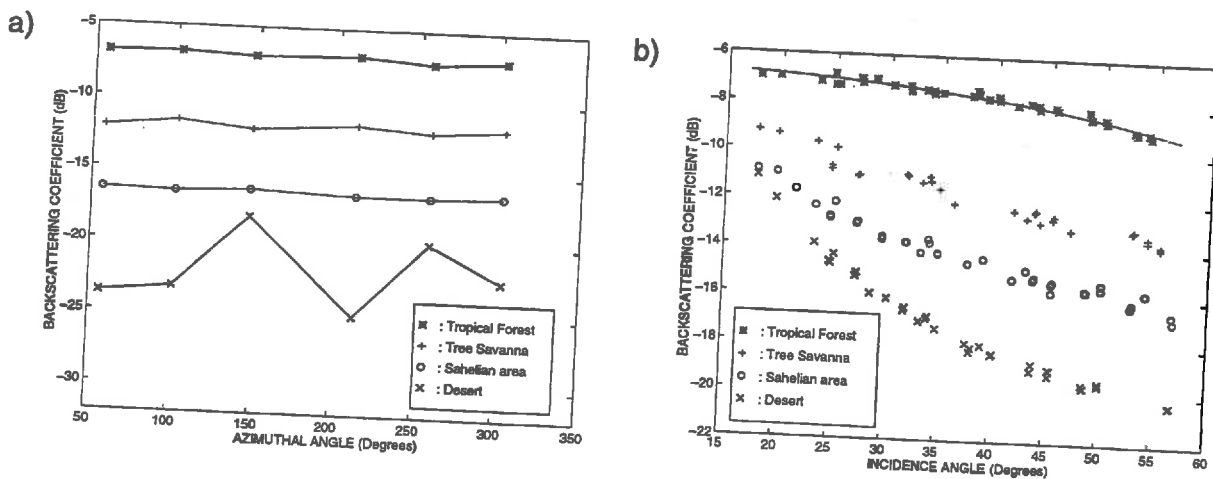


Figure IV-1: Comportement du coefficient de rétrodiffusion du diffusiomètre des satellites ERS sur différents types de surface du continent africain en fonction a) de l'angle azimutal et b) de l'angle d'incidence. (extraits de l'article n°2)

Ces résultats justifient donc la comparaison ultérieure entre les mesures effectuées par les trois antennes, lors des orbites montantes et descendantes, sur la majeure partie des surfaces terrestres, à condition toutefois que leurs angles d'incidence soient similaires.

3. Variation spatiale de la rétrodiffusion radar

Le comportement du coefficient de rétrodiffusion σ^0 en fonction des types de surface est précisé par l'analyse des statistiques globales calculées à partir d'images mensuelles. Ces statistiques sont importantes à connaître notamment pour la définition de capteurs radars futurs, y compris pour les radars à synthèse d'ouverture dont la résolution spatiale d'une impulsion brute est de l'ordre de plusieurs kilomètres. Il faut néanmoins préciser que la synthèse mensuelle des données peut introduire un biais au niveau de certains pixels, notamment si des changements importants de l'état de surface ont lieu pendant la période de traitement.

A l'échelle globale, les principales formations végétales peuvent être caractérisées par leur réponse radar moyenne et quatre grands types végétaux peuvent être discriminés par le diffusiomètre (*cf.* article n°3): Les forêts tropicales montrent la réponse la plus élevée avec un coefficient de rétrodiffusion radar correspondant au niveau de saturation de la diffusion de volume de la bande C (environ -8 dB à 45° d'incidence). Pour d'autres couverts, la réponse du diffusiomètre décroît avec la densité de biomasse présente, en l'absence de relief fortement marqué. Ainsi, la rétrodiffusion sur les formations végétales tropicales (savanes et forêts de mousson) est supérieure à celle observée sur les forêts en zone tempérée. Enfin, ce sont les steppes et les toundras qui affichent la réponse la plus basse ($\sigma^0 \leq -12$ dB). A l'exception des glaces, la dynamique sur les données brutes est supérieure à 20 dB, les valeurs se répartissant entre -26 dB (valeur observée sur les déserts) et -5 dB que peuvent afficher certains zones marécageuses.

Malgré une fréquence différente, une bonne concordance est obtenue entre les statistiques calculées à partir des données du diffusiomètre du satellite ERS-1 et celles en bande Ku mesurées par le système SASS. La réponse des deux instruments, observée sur l'ensemble des surfaces terrestres, est notamment identique (-10.9 dB à 45° d'incidence). De manière plus précise, les différences entre les réponses des deux systèmes semblent liées à la densité de végétation des surfaces observées. Ainsi, négligeables sur les formations à forte densité (forêts tropicales, savanes,...), ces différences peuvent atteindre 1 dB sur les zones présentant peu de végétation (toundras, steppes, déserts). Ces

observations préfigurent des résultats attendus avec le diffusionmètre NSCAT dont les données seront prochainement disponibles.

4. Variation temporelle de la rétrodiffusion radar

Le comportement temporel du coefficient de rétrodiffusion σ^0 est appréhendé en analysant la signature d'un grand nombre de surfaces d'une taille comparable à une cellule de résolution du diffusionmètre. La période d'étude couvre deux années (cf. article n°3). Cette analyse s'appuie également sur une comparaison avec les données globales d'indice de végétation, ou GVI, fournies à 15 km de résolution. Ces dernières sont utilisées de manière qualitative en tant qu'indicateur du développement de la végétation. D'une manière générale, la corrélation observée sur un grand nombre de surfaces entre les données GVI et les données radar acquises aux grands angles d'incidence (45°) met en évidence la sensibilité de ces dernières à l'évolution des paramètres de la végétation (cf. fig. IV-2-a). Par exemple, les valeurs maximales des deux types de données semblent coïncider temporellement sur l'ensemble du continent africain. Ces pics correspondent approximativement au maximum de développement de la végétation qui se produit à la fin de la saison des pluies.

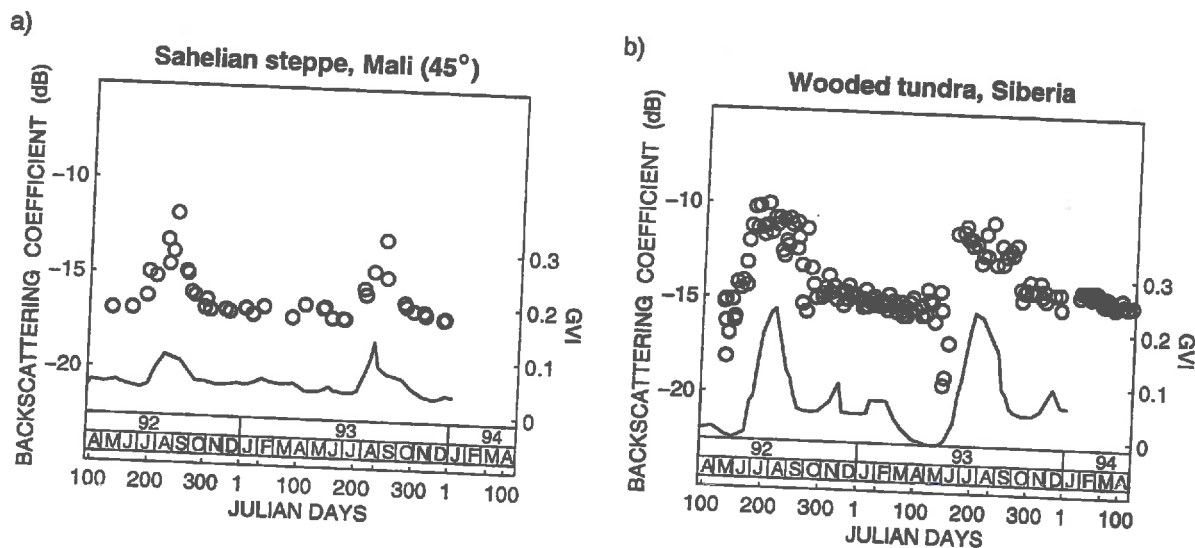


Figure IV-2: variation temporelle du coefficient de rétrodiffusion σ^0 (o) et du GVI(-) sur a) un site sahélien et b) une zone boréale. (extraits de l'article n°3)

Si on admet que le niveau enregistré sur les forêts tropicales (-8 dB à 45° d'incidence) correspond au seuil de saturation pour la diffusion de volume, celui-ci n'est jamais atteint

dans les zones arides (Sahel par exemple) ou rarement en zones semi-arides (savanes). Ceci est en accord avec les observations réalisées avec le SAR sur différentes surfaces, pour lesquelles la saturation ne survient que pour des biomasses supérieures à 40 tonnes de matière sèche par hectare (Imhoff, 1995), et qui sont rarement atteintes dans ces zones. L'amplitude annuelle du signal observée apparaît la plus grande sur ces dernières régions (jusqu'à 6 dB à 45° d'incidence) qui, par ailleurs, affichent un bas niveau de rétrodiffusion pendant la saison sèche c'est-à-dire en l'absence de végétation.

Une opposition de phase entre les données radar et GVI peut aussi être observée sur certaines régions situées en Amérique du Sud et en régions tempérées. Cette opposition de phase entre le signal radar et la phénologie de la végétation a déjà été remarquée à l'aide de différents instruments, dont le SAR, pour des cultures (Alphonse, 1998, Wooding *et al.*, 1993). Dans ce cas, la contribution prépondérante du sol (relativement humide) est progressivement atténué lors du développement de la végétation, entraînant une chute de la réponse totale au cours de la saison de croissance.

Les signatures temporelles observées sur les régions boréales sont également très marquées (*cf.* fig. IV-2-b). La brusque variation (entre 4 et 8 dB) observée dans la réponse du diffusiomètre relative au changement d'état de l'eau dans le sol (ou dans la neige) permet le suivi du cycle du gel/dégel dans ces régions. Kaladgew, (1996) ou encore Wismann *et al.*, (1996b) ont récemment développé des algorithmes permettant l'obtention de la date de dégel sur la Sibérie à partir des données du diffusiomètre.

Enfin, la réponse du diffusiomètre est sensible aux zones inondées. Par exemple, la signature temporelle d'une zone marécageuse située au sud du lac Tchad, présente en fin de saison des pluies une signature temporelle caractéristique (Frison & Mougin, 1994). En effet, l'eau présente sous la végétation augmente de manière significative le signal radar (via la composante d'interaction entre le couvert et la surface d'eau). Ainsi, le maximum de rétrodiffusion peut atteindre -5 dB entraînant une dynamique annuelle supérieure à 10 dB. Wismann *et al.* (1996a), a également montré une corrélation entre le niveau de rétrodiffusion et l'étendue des inondations se produisant dans la région du Pantanal, en Amérique de Sud.

Cependant, le diffusiomètre a montré ses limites sur d'autres régions, notamment sur les zones cultivées situées en Asie. Le signal est en effet peu sensible à la succession des cultures tout au long de l'année, mieux détectée par le GVI (*cf.* article n°3). De plus une

grande dispersion de la réponse du signal est observée. Une raison pourrait être le manque d'homogénéité du paysage relativement à la résolution spatiale du diffusiomètre.

5. Effet de l'angle d'incidence

Une nette différence est observée entre les données GVI et les données radar acquises aux faibles angles d'incidence (18-25°) (cf. article n°3). En effet, il existe un décalage temporel de plusieurs semaines entre les deux courbes. De plus, la dynamique annuelle est moins élevée qu'aux grands angles. Enfin, la dispersion du signal est importante. Ces observations indiquent que les mesures aux faibles angles sont plus sensibles aux paramètres du sol, comme la rugosité et l'humidité de surface (cf. chap. II. § 1.1.). Toutefois, si la corrélation entre la réponse radar à ces faibles angles d'incidence et les précipitations, a pu être observée de manière sporadique, aucun lien systématique n'a cependant pu être établi. Les travaux entrepris par Wiesmann & Mätzler (1993), Wiesmann *et al.* (1996b) et Magagi & Kerr (1996), ont également abouti à cette constatation. Le problème ici réside certainement dans la grande variabilité spatiale des précipitations à l'intérieur d'une cellule de résolution.

Cette étude comparative entre les données visibles et radar permet de mettre en évidence les différentes régions où le diffusiomètre du satellite ERS-1 est le plus intéressant. Il s'agit principalement des zones homogènes arides ou semi-arides et des régions boréales. Ainsi le Sahel, en Afrique ou la Sibérie et le Canada sont des régions pour lesquelles le diffusiomètre est tout à fait adapté, vu leur vaste étendue et leur caractère relativement homogène à l'échelle spatiale du diffusiomètre. De plus, un début d'interprétation du signal a pu être entrepris. Enfin, cette étude a souligné le caractère complémentaire des données visible et radar. Outre le fait que ces données permettent d'accéder à une information différente, un type de données peut palier à la déficience de l'autre selon la région observée. Ainsi, les données GVI sont plus utiles pour le suivi de régions particulières (région à topographie marquée, zones cultivées en Asie,....). En revanche le diffusiomètre est plus adapté à l'observation de régions pour lesquelles surviennent d'importants changements climatiques saisonniers (par exemple, l'alternance saison sèche - saison pluvieuse ou les cycles gel-dégel) qui affectent profondément la quantité ou la nature de l'eau contenue dans le milieu.

6. Interprétation des données en zone aride

Si la réponse du diffusiomètre, dans sa tendance générale, est mieux connue pour les différentes surfaces du globe, une analyse plus quantitative est indispensable pour une meilleure compréhension du signal. Cette analyse nécessite de se concentrer plus particulièrement sur des grandes régions pour lesquelles l'apport du diffusiomètre semble *a priori* intéressant et où des mesures de paramètres de surface sont disponibles. Le facteur limitant pour cette étude réside néanmoins dans la caractérisation des surfaces à une échelle compatible avec la résolution spatiale du diffusiomètre.

Pour ces différentes raisons, le site retenu est localisé dans le nord du Mali, en région saharo-sahélienne. Par ailleurs, cette région fait l'objet d'un suivi régulier depuis de nombreuses années et des mesures sont effectuées à une échelle compatible avec la basse résolution du diffusiomètre (Hiernaux 1984). Enfin, un modèle régional de fonctionnement de la végétation, nommé STEP adapté à l'écosystème sahélien a été validé sur ce site (Mougin *et al.*, 1995). Pendant la saison des pluies, le sol, nu en saison sèche, est partiellement recouvert de végétation, composée pour l'essentiel de plantes herbacées. Après les dernières précipitations la végétation meurt brutalement. La période d'étude s'étale de 1992 à 1995. La variation des précipitations (de 59 mm à 233 mm) pendant ces quatre années représente un bon aperçu de la variabilité inter-annuelle des conditions climatiques de ces régions avec une année très sèche en 1995 et une année très humide en 1994. Le maximum de biomasse observée en 1994 atteint environ 1 tonne de matière sèche par hectare, valeur bien inférieure à la densité de biomasse correspondante au niveau de saturation en bande C.

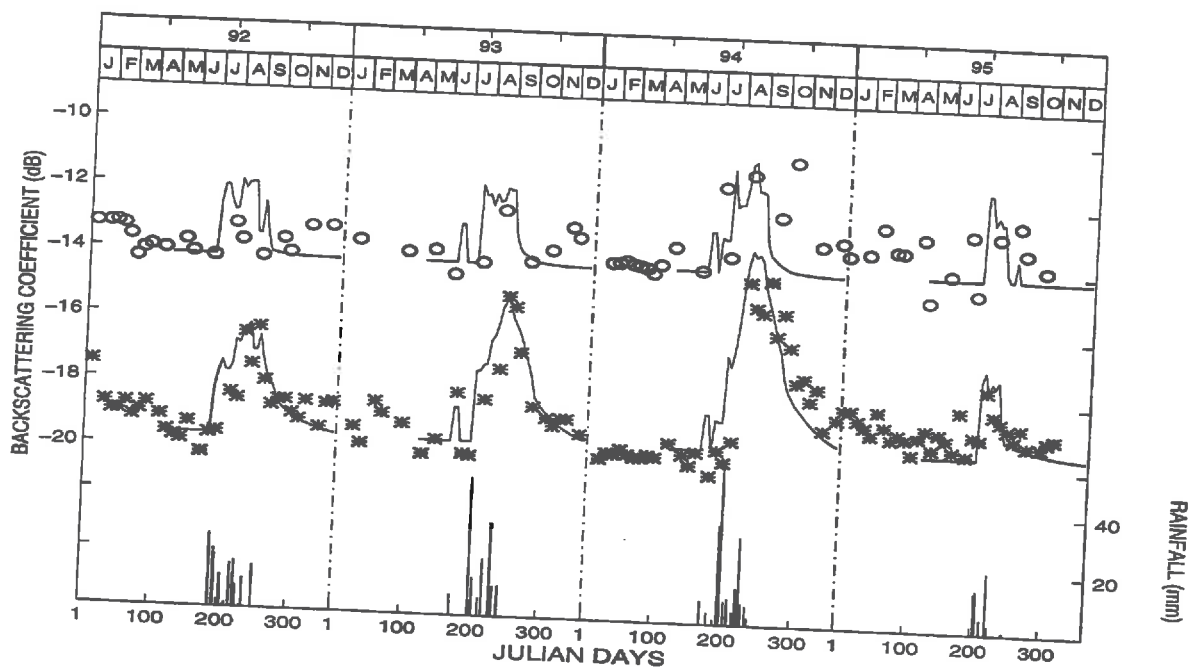


Figure IV-3: Comparaison des profils temporels simulés (-) et observés à 45° (*) et à 20° d'incidence (o) sur un site localisé au nord du Gourma, Mali (extrait de l'article n°4).

A 45° d'incidence, la réponse du diffusiomètre est caractéristique des signatures temporelles observées précédemment en zone aride (cf. fig. IV-3). Notamment, elle présente une saisonnalité marquée associée à la phénologie de la végétation herbacée. Pendant la saison sèche, le niveau de rétrodiffusion est faible et constant (environ -19 dB). Au début de la saison des pluies, l'augmentation du coefficient de rétrodiffusion correspond à un changement des paramètres de surface (sol plus humide et démarrage de la végétation). La décroissance après le pic du signal correspond à la sénescence de la végétation. Sur quatre saisons, l'amplitude annuelle du signal est très corrélée au cumul des précipitations (cf. article n°4).

En revanche, à 20° d'incidence, la saisonnalité du signal est en partie masquée par la dispersion des mesures. Cette dispersion, liée en partie à l'hétérogénéité du paysage relative à cette échelle, peut s'expliquer également par les changements peu réguliers que sont susceptibles de subir les paramètres de surface influençant le signal (humidité et rugosité du sol). Néanmoins, excepté en 1995, l'amplitude du signal est liée au cumul des précipitations.

L'interprétation des courbes temporelles est réalisée à l'aide d'un modèle semi-empirique qui donne la réponse de la scène observée comme la somme incohérente de la

contribution du sol nu et de la végétation, pondérée par leurs taux de recouvrement respectifs (*cf.* article n°4). La rétrodiffusion est calculée à l'aide d'un modèle de transfert radiatif (Karam *et al.*, 1995) pour la composante végétation. Il est présenté en annexe II-B. Le calcul de la rétrodiffusion de la surface est effectué à l'aide du modèle élaboré par Oh *et al.* (1992). Ce modèle semi-empirique est préféré aux modèles théoriques évoqués au chapitre II (§ II.1.2) en raison de leur trop grande sensibilité aux paramètres de rugosité de surface qui restent difficiles à évaluer. Une démarche analogue a été menée récemment sur un site localisé au Sud-Sahel et a conduit à des résultats intéressants (Magagi, 1995), notamment sur l'estimation de l'albédo et de l'épaisseur optique de la végétation ainsi que de l'humidité du sol. Ici, l'accent est mis sur l'utilisation conjointe d'un modèle de rétrodiffusion et d'un modèle de croissance de la végétation herbacée. Notre approche vise à estimer la variation saisonnière et pluriannuelle de la biomasse en place, pour laquelle une validation est possible grâce à des mesures au sol.

Sur la période considérée, les simulations obtenues à 45° d'incidence sont en bon accord avec les observations faites par le diffusiomètre (*cf.* fig. IV-3). En particulier, la dynamique annuelle est bien reproduite d'année en année malgré une surestimation de la réponse radar en début de saison des pluies. Ceci provient soit, d'une mauvaise estimation des paramètres de surface (humidité et rugosité du sol) pendant cette période au cours de laquelle la réponse radar provient essentiellement d'une diffusion de surface, soit du modèle de sol lui-même qui ne prend en compte que la diffusion de surface. Or, dans ces régions où le gradient d'humidité dans le sol est important, l'hypothèse de diffusion de surface pourrait être remise en cause. En revanche, l'accord entre les simulations et les mesures est bon lorsque la végétation est bien développée. Les résultats montrent que la contribution du sol est toujours élevée mais c'est la contribution de la végétation qui gouverne à la fois l'allure générale de la courbe et la dynamique annuelle. Le maximum de rétrodiffusion correspond au pic du contenu volumique en eau du couvert qui ne coïncide pas avec le maximum de biomasse.

A 20° d'incidence, si la tendance générale est bien retranscrite par le modèle, l'accord entre les mesures et les simulations reste difficile à évaluer en raison du faible nombre de mesures et de leur dispersion.

L'analyse des différentes contributions autorise une simplification du modèle qui est finalement paramétré en fonction de deux variables caractéristiques du milieu : l'humidité du sol et la biomasse végétale. Dans la procédure d'inversion, l'accent est mis sur l'estimation de la biomasse végétale. Pour cela, l'approche retenue s'appuie sur le caractère multi-

angulaire des observations réalisées par le diffusiomètre. Les données acquises à 20° d'incidence sont utilisées pour fournir une estimation de l'humidité du sol. Toutefois, en raison, du faible nombre de mesures à cette incidence (une seule antenne acquiert des données), le signal est ici exploité pour estimer la borne supérieure de l'humidité du sol. Les résultats obtenus sont en bon accord avec les valeurs simulées par le modèle de croissance. De plus, les valeurs maximales annuelles retrouvées, qui correspondent approximativement à la productivité primaire nette du milieu étudié, présentent peu de différences avec les estimations basées sur les mesures au sol.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail concernait l'étude des potentialités offertes par le diffusiomètre-vent des satellites ERS-1 et ERS-2 pour le suivi de la biosphère continentale. Au delà, de cet instrument, il s'agissait, plus généralement, d'évaluer l'intérêt que peut représenter ce type de capteurs, auparavant dédiés à l'étude des océans, pour des applications terrestres.

A la résolution considérée (environ 50 km), les résultats montrent qu'il existe des signatures angulaires et temporelles bien prononcées de la réflectivité radar, pour la plupart des grandes formations végétales. De plus, ces signatures caractéristiques, enregistrées par un système parfaitement étalonné, ne sont pas bruitées par des perturbations atmosphériques. La dynamique temporelle est souvent élevée à l'exception des surfaces de forte densité végétale (forêts tropicales) pour lesquelles la rétrodiffusion radar peut être considérée comme constante au cours du temps. Par contre, lorsque la couverture végétale n'est pas suffisamment développée, c'est à dire lorsque la diffusion de surface est importante, la rétro-diffusion radar affiche une variabilité plus ou moins prononcée en fonction des caractéristiques géométriques des surfaces (topographie et rugosité).

Le diffusiomètre-vent apparaît particulièrement bien approprié pour le suivi de deux grands domaines naturels, constitués par les régions arides et semi-arides, et les régions boréales. Plus localement, le diffusiomètre est intéressant pour suivre et cartographier les zones inondées de grande étendue. En première approximation, les données acquises aux grands angles d'incidence semblent bien corrélées aux mesures d'indices de végétation enregistrées par les radiomètres opérant dans le domaine optique. Toutefois, une étude approfondie sur un site sahélien montre qu'il existe un décalage temporel entre les maximums des deux types de données. Enfin, le modèle paramétré, proposé dans le cadre de ce travail, offre des perspectives encourageantes dans une démarche visant à estimer des paramètres de surface, comme la densité de végétation. Les résultats obtenus justifient pleinement la démarche adoptée. L'effort de modélisation de la réponse du diffusiomètre est donc à poursuivre. Pour cela, le modèle proposé devra être étendu aux zones arides (savanes) par la prise en compte d'autres éléments du paysage, comme les arbres.

Les mesures du diffusiomètre NSCAT qui sont enregistrées en bande Ku et en bipolarisations (HH et VV) et qui seront prochainement disponibles, devraient nous permettre d'étendre ces premiers résultats. En effet, comme cela a été montré au cours de ce travail, les bandes Ku et C présentent des niveaux de réponse comparables et la disponibilité de la polarisation HH devrait permettre le développement d'indices basés sur le rapport de polarisation par analogie avec le domaine des micro-ondes passives. Cela sera sans doute intéressant en région aride où la diffusion de surface est toujours élevée et où les différences de réponse en polarisation peuvent être importantes. Ceci a été par ailleurs montré par Kennett et Li (1989) sur les données de SEASAT pour lesquelles les plus grandes différences de polarisation sont obtenues au Sahel et plus généralement sur les steppes (en dehors des glaces et déserts).

Enfin, la complémentarité évidente, d'un point de vue physique, avec les données micro-ondes passives appelle à une étude sur la synergie avec les données du capteur SSMI.

CHAPITRE V :

RECUEIL DES PUBLICATIONS

1. Mougin E., Lopes A., Frison P.L., and Proisy C., Preliminary analysis of ERS-1 wind-scatterometer data over land surfaces, 1995, *International Journal of Remote Sensing*, 6, pp. 393-398.
2. Frison P.L. and Mougin E., 1996, Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces, *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, pp. 550-560.
3. Frison P.L. and Mougin E., 1996, Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind-scatterometer data, *International Journal of Remote Sensing*, 17, pp. 3201-3218.
4. Frison P.L., Mougin E., and Hiernaux P., 1997, Observations and interpretation of seasonal ERS-1 wind-scatterometer data over northern Gourma, Mali. to be submitted to *Remote Sensing of Environment*.

Article n° 1

Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces

E. MOUGIN, A. LOPES, P. L. FRISON and C. PROISY

Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements CNRS UPS,
9 avenue du Colonel Roche, 31029 Toulouse Cedex, France

(Received 21 April 1994; in final form 21 July 1994)

Abstract. This Letter presents preliminary observations made with the ERS-1 wind scatterometer over land surfaces. A global backscattering coefficient image, synthesized from the original raw data indicates a strong correlation between the radar signal and the distribution of the main vegetation types throughout the world. In particular, tropical vegetation formations are well identified. The effects of angular and multitemporal variations on the backscattering coefficient σ^0 are shown for different terrestrial surfaces. Illustrations are given for the African continent which presents numerous vegetation types along a north-south latitudinal gradient. Results indicate the strong capability of the ERS-1 scatterometer to discriminate and monitor vegetation change at a global scale.

1. Introduction

Spaceborne scatterometers are primarily designed for estimating wind speed and wind direction over sea surfaces. The scatterometer on board the European Remote Sensing satellite, ERS-1, provides a measure of the radar backscattering coefficient σ^0 along three different azimuthal directions, from which wind parameters can be estimated. More specifically, the ERS-1 wind-scatterometer is characterized by a coarse spatial resolution (about 50 km), a high temporal repetitivity (about 4 days) combined to a global coverage of the world, and above all, a frequency (5.3 GHz with VV polarisation) sensitive to land surface variables such as vegetation cover and soil surface moisture content (Ulaby *et al.* 1986). Compared with previous scatterometers flown on Skylab (1973) and Seasat (1978), the instrument on board ERS-1 is the first to operate at C-band. The radar signal is delivered and analysed by three sideways looking antennae; one pointing normal to the satellite flight path (midbeam antenna) and the two others pointing 45° forward (forebeam antenna) and 45° backward (aftbeam antenna) respectively (Francis *et al.* 1991). The illumination swath is equal to 500 km and across this swath, local incidence angles are ranging from about 18° to 59° depending on the antenna considered. Consequently, a point on the Earth can be seen, at different times, by various viewing conditions both in azimuth and incidence angles. As indicated by previous studies using Ku-band Seasat-A Scatterometer System (SASS) data (Birrer *et al.* 1982, Kennett and Li 1989a 1989b), ERS-1 scatterometer characteristics make this instrument *a priori* suitable for land applications. However, due to the coarse spatial resolution, vegetation studies must necessarily be limited to global and regional applications.

The ERS-1 scatterometer has been operating since July 1991 and nearly two years of fully calibrated data are presently available (Lecomte and Attema 1992).

This important data set acquired over the whole land surfaces offer a unique opportunity to assess the contribution of coarse resolution active microwave systems to global monitoring of terrestrial surfaces.

The objective of this paper is to present some preliminary results obtained with the ERS-1 scatterometer data over land surfaces. Emphasis is put on vegetation mapping and monitoring. In the first part, we describe the method for the production of global backscattering coefficient images. In the second part, examples of spatial, temporal and angular σ^0 signatures for different vegetation types, are given. Finally, preliminary conclusions and perspectives are drawn.

1. Global backscattering coefficient images

ERS-1 wind scatterometer data consist, for each antenna, of a series of products including 19×19 values (or nodes) corresponding to measurements acquired over a surface of about 500 km by 500 km. For each node, the following information is given:

1. backscattering coefficient σ^0 (dB)
2. longitude/latitude (degrees)
3. incidence and azimuth angles (degrees)
4. time of acquisition
5. normalized standard deviation K_p (%)

To produce a global backscattering coefficient image, the following procedure was adopted. Each antenna was treated separately as well as ascending/descending passes. The world was divided into elementary cells equal to $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ wide, between latitude 85° N and 75° S. Backscattering coefficient data acquired at various incidence angles were attributed to their corresponding cells as a function of their associated latitude/longitude co-ordinates. Within each cell and following Kennett and Li (1989 a), a linear fit was retained to model the variation of σ^0 (in dB) versus incidence angle. This procedure allowed global maps to be generated at any incidence angle covered by the antenna considered, *i.e.* from 25° to 59° for the forebeam and aftbeam antennae and from 18° to 47° for the midbeam antenna. About one month of data were necessary to obtain a global image of land surfaces with only a few missing values, corresponding either to abnormal values, or to periods of SAR acquisition. The number of individual σ^0 data used to produce the final monthly value varies between 2 and 40 with an average of 8. Following this procedure, twelve images could be produced per year at a given incidence angle and for each antenna.

An illustration of the resulting global images is shown in figure 1. This image, given here at a 30° incidence angle, was elaborated from data acquired by the midbeam antenna during August 1993. In this case, data recorded during ascending and descending passes were mixed together. As already noted by Kennett and Li (1989 a) in the case of σ^0 images produced from Ku-band SASS data, there is a close correspondence with both existing global vegetation maps and terrain elevation maps. Over the whole image, σ^0 values range from about 0 dB to -24 dB giving an overall dynamic higher than 20 dB. The lowest values correspond to unvegetated sand dunes in deserts (Sahara and Saudi Arabia). In these regions, important spatial variations (up to 18 dB) are observed due essentially to local topography. On the other hand, the brightest values are found on snow/ice-covered regions of Greenland and coastal Antarctica (> -5 dB). For the vegetation, tropical forests exhibit the

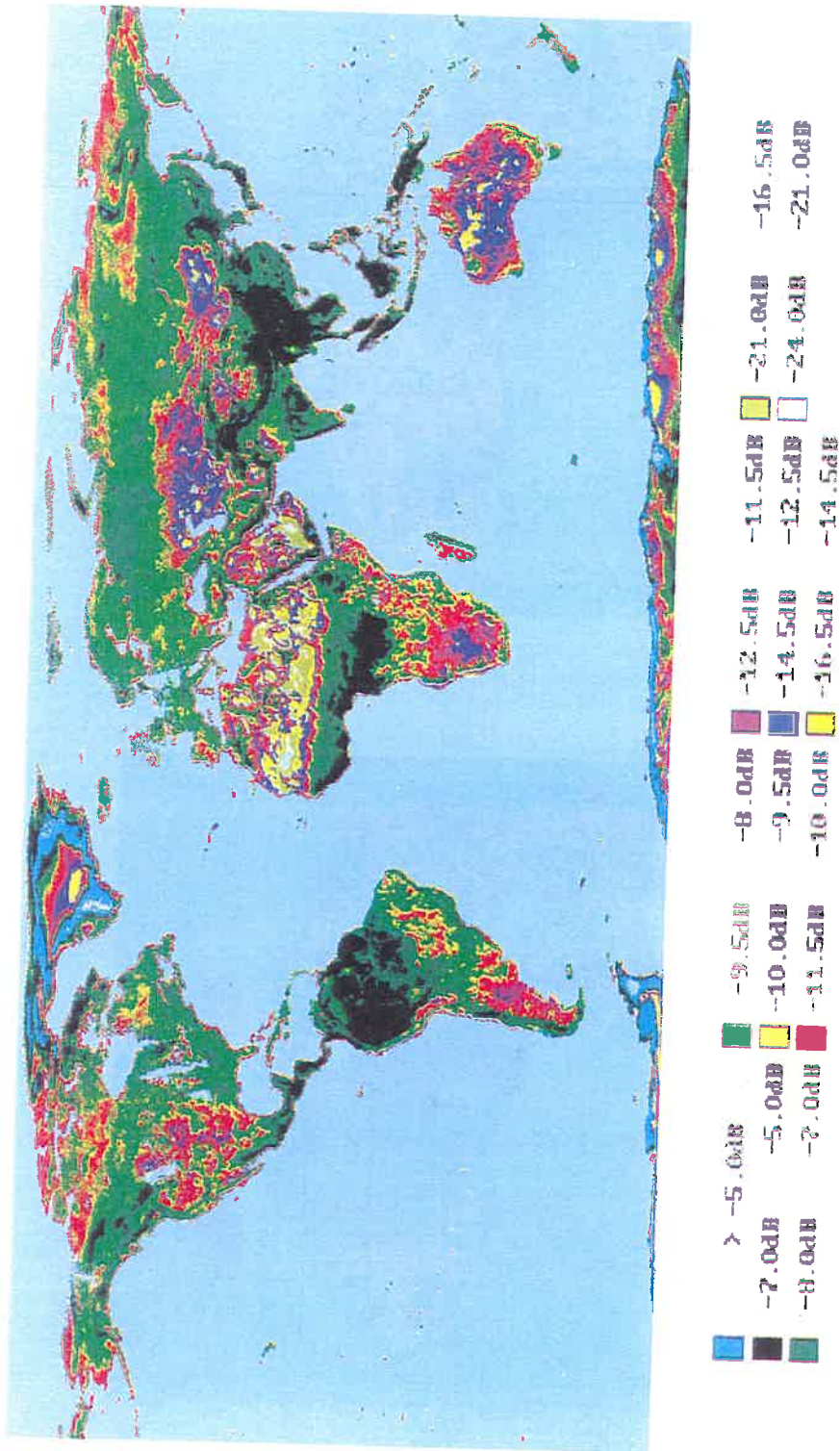
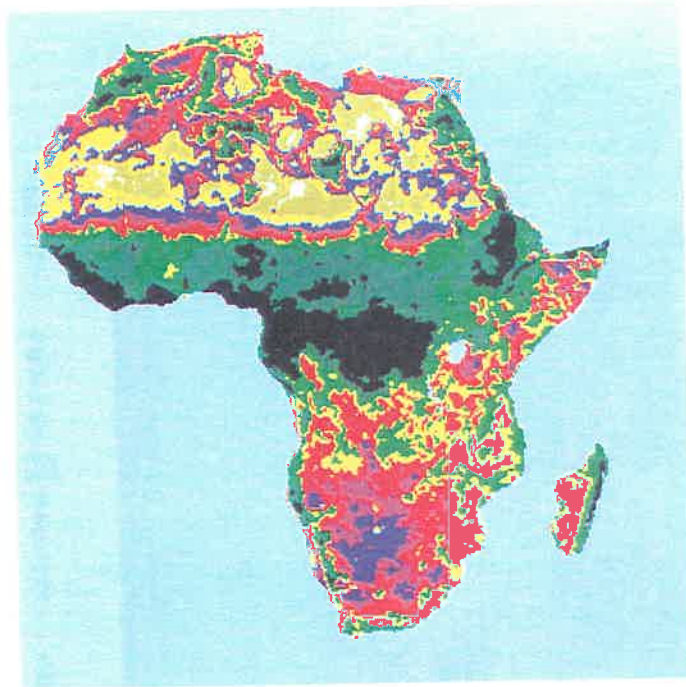
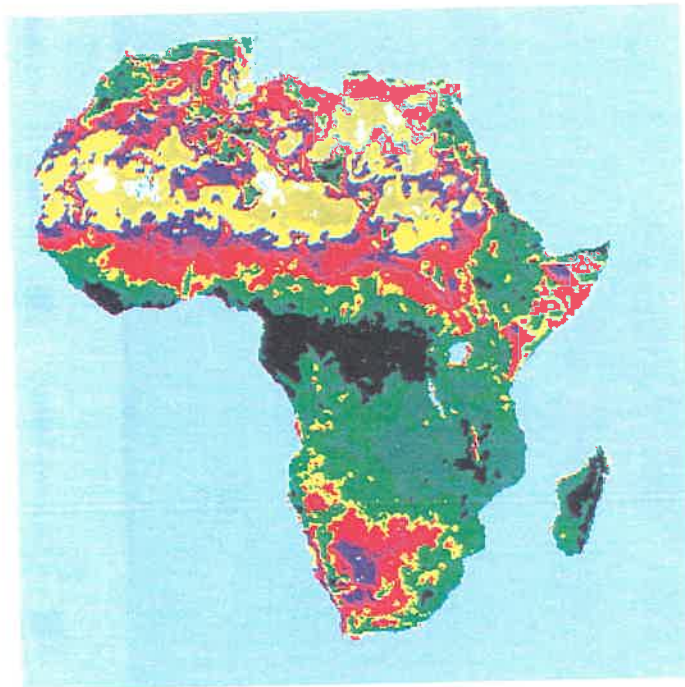


Figure 1. Global backscattering coefficient image at 30° incidence angle, synthesized from data acquired by the midbeam antenna of the ERS-1 scatterometer in August 1993.



(a)



(b)

Figure 2. Backscattering coefficient image of the African continent (a) August 1992, (b) February 1993. (Same legend as for figure 1).

highest values (between -7 and -6 dB). These formations are particularly well identified indicating the capability of the ERS-1 scatterometer to provide a global map of the intertropical belt.

Figures 2 (a) and (b) show backscattering coefficient images of the whole African continent for August 1992 and February 1993 respectively. With the exception of tropical evergreen forests, important variations can be noted between these two maps, especially in regions where vegetation activity is known to exhibit a well pronounced seasonality. This is particularly the case for the savannas of West Africa. On the whole, deserts (Sahara and Kalahari), tropical rainforests (Congo basin, Guinea forests, ...), savannas, woodlands can be discriminated easily, especially in the Northern hemisphere. The Sahelian zone and the different savannas formations are clearly seen beneath the Sahara border. Over the Sahara desert, highest values correspond to the Tibesti, Air and Hoggar mountains whereas the lowest values are encountered on sand dunes (Mauritania, Algeria, South Mali).

A north-south transect was chosen to analyse more precisely spatial and temporal variations of the backscattering coefficient along a vegetation gradient from deserts to tropical forests. The transect starts from latitude 25° N to 25° S at a 15° longitude. Results are given in figure 3 for three months corresponding to important vegetation development periods. As previously indicated, important spatial variations are observed on deserts which present the lowest values (down to -24 dB) whereas the highest values are encountered on tropical forests (around -7 dB). Savannas exhibit typical temporal signatures which can be related to the growing season of vegetation. Tropical forests present a very stable backscattering signal throughout the year.

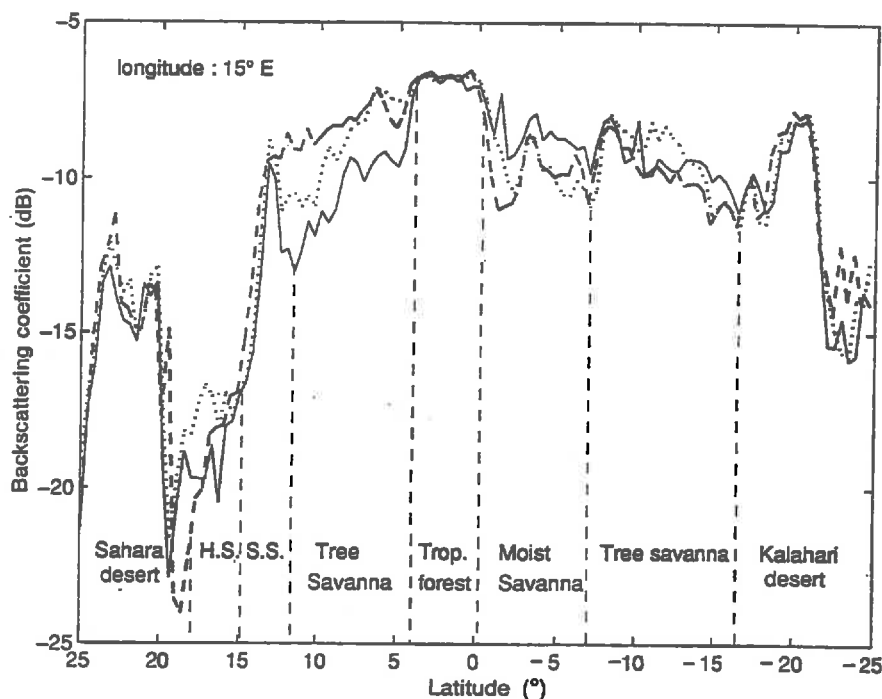


Figure 3. Variation of the backscattering coefficient along a north-south transect in Africa. August (---), October 1992 (···) and February 1993 (—). H.S. = Herbaceous Savanna, S.S. = Shrub Savanna. (Midbeam antenna, 30° incidence angle).

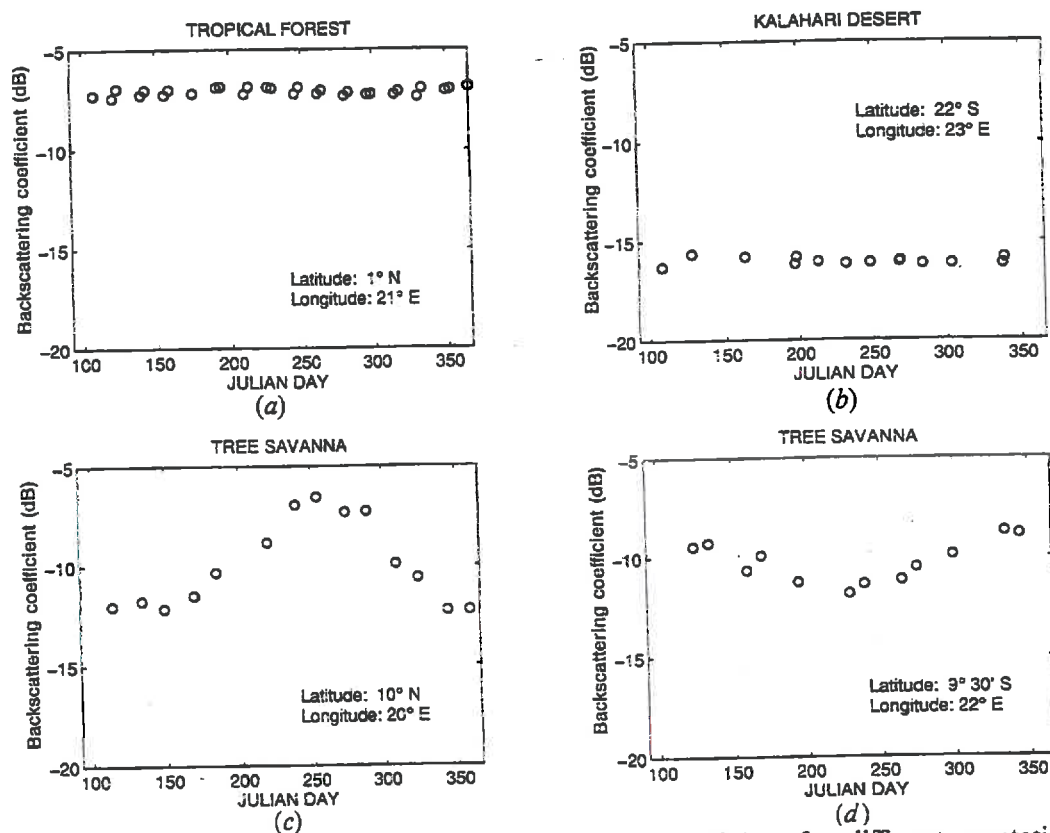


Figure 4. Temporal evolution of the backscattering coefficient for different vegetation formations over Africa from April 1992 to December 1992. (Forebeam and aftbeam antennae, 30–35° incidence angles).

2. Temporal signatures of σ^0

Temporal signatures of the backscattering coefficient σ^0 are illustrated in figures 4(a–d) for typical vegetation formations of Africa. Data collected by the aftbeam and forebeam antennae, at an incidence angle around 30–35°, were plotted together. The period considered is from April 1992 to December 1992. The tropical forest of the Congo basin (figure 4(a)) shows a very stable behaviour throughout the year with a mean value of about -7 dB. Yearly variation is less than 1 dB. Desert areas also exhibit a very stable behaviour (figure 4(b)). These results indicate the very good calibration of the ERS-1 wind scatterometer. Furthermore, the measurement accuracy estimated from the K_p values appears to be very good of the order of ± 0.25 dB. On the opposite, vegetation formations growing in more contrasting environment, *e.g.* in regions showing different climatic seasons present marked behaviours. For instance, tree savannas of the Northern hemisphere (figure 4(c)) or of the Southern hemisphere (figure 4(d)) show very typical and different profiles which can be related to the corresponding growing seasons. The peak of the radar signal is found to occur in August for the tree savanna at the maximum of the rainy season in the Northern hemisphere whereas for the tree savanna in the Southern hemisphere, the peak occurs in December. For both situations, the radar signal remains low during the dry seasons where soils are mainly covered by dry vegetation. Amplitude of variation of the radar signal is found to be the order of 5–6 dB between the dry and the rainy periods.

3. Angular signatures of σ^0

Another important aspect is the capability of the ERS-1 scatterometer to acquire measurements at different incidence angles. σ^0 angular signatures vary with terrestrial variables including topography, soil surface roughness and vegetation biomass and consequently, are expected to vary throughout the year as a function of surface parameters evolution. Angular signatures, although interesting are nevertheless difficult to interpret. As an illustration, angular signatures obtained from data acquired during a period of one month, are given for different vegetation surfaces in figure 5. As expected, the angular behaviour of tropical forests is rather flat (0.056 dB/°). A similar behaviour is also found for the shrub savanna with a mean slope of about 0.089 dB/°. In contrast, angular variations are more pronounced for sparse vegetation (0.13 dB/°) or for bare surfaces (0.21 dB/°) for which surface roughness has a strong influence on the backscattered signal.

4. Conclusion and perspectives

ERS-1 wind-scatterometer data were used to derive monthly global backscattering coefficient images at different incidence angles. In addition, spatial, temporal and angular variations of the radar signal were analysed as a function of typical vegetation formations. These preliminary results show that, at the scale considered, the backscattering coefficient is sensitive to both vegetation and surface variables such as soil roughness. Temporal signatures exist and are well pronounced, but angular and azimuthal effects must be taken into account. In conclusion, the ERS-1 scatterometer data appear very promising for vegetation studies at global and regional scales.

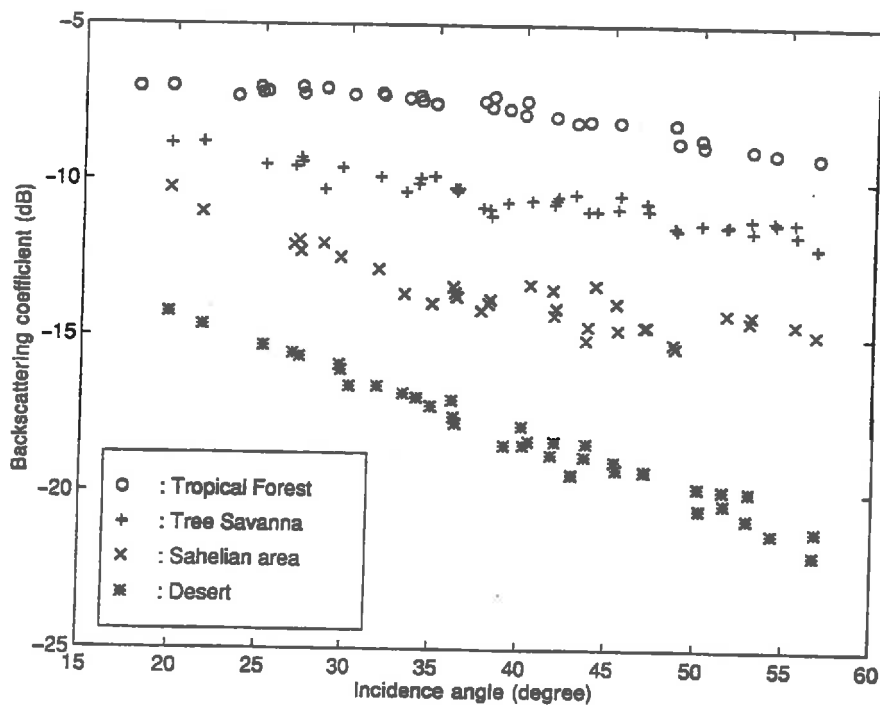


Figure 5. Angular variations of the backscattering coefficient for different vegetation formations over Africa.

Acknowledgments

The authors wish to thank Pascal Lecomte from ESA/ESRIN for providing us the ERS-1 scatterometer data used in the present study and E. Nezry from JRC-Ispra for fruitful discussions.

References

- BIRNER, I. J., BRACALENTE, E. M., DOME, G. J., SWEET, J., and BERTHOLD, G., 1982, σ^0 signature of the Amazon rain forest obtained from the Seasat scatterometer, *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **20**, 11-17.
- FRANCIS, R., GRAF, G., EDWARDS, P. G., MCCAIG, M., MCCARTHY, C., DUBOCK, P., LEFEBVRE, A., PIEPER, B., POUVREAU, P. Y., WALL, R., WECHSLER, F., LOUET, J., and ZOBL, R., 1991. The ERS-1 spacecraft and its payload, *ESA Bulletin*, **65**, 27-48.
- KENNETT, R. G., and LI, F. K., 1989 a, Seasat over land scatterometer data, part I: Global overview of the Ku-band backscatterer coefficients. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 592-605.
- KENNETT, R. G., and LI, F. K., 1989 b, Seasat over land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers, *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 779-788.
- LECOMTE, P., and ATTEMA, E. P. W., 1992, Calibration and validation of the ERS-1 wind scatterometer. *Proceedings First ERS-1 Symposium, Cannes, France, 4-6 November*, ESA SP-359 (Noordwijk, The Netherlands: ESA Publications Division ESTEC), pp. 19-29.
- ULABY, F. T., MOORE, R. K., and FUNG, A. K., 1986, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, vol. III. From theory to application* (Reading, MA: Addison-Wesley).

Article n° 2

Use of ERS-1 Wind Scatterometer Data over Land Surfaces

P.-L. Frison and E. Mougin

Abstract—The capability of ERS-1 wind scatterometer (WSC) data for land surface studies at regional and global scales is investigated. Calibrated data, available since April 1992, consist of backscattering coefficient σ° values estimated over a 50-km ground resolution cell within a 18–59° incidence range. The WSC covers latitudes between 80°S and 85°N. Data quality is investigated. Results show a good radiometric stability throughout a two-year period (April 1992–March 1994), a good measurement accuracy and a very good intercalibration between antennas. A global backscattering coefficient image of the world is presented and statistics of σ° are extracted for the main land surfaces. A strong dependence between this image and global vegetation and elevation map is observed. Finally, WSC and Seasat-A Scatterometer System (SASS) data of typical regions are compared. Results indicate the high capability of ERS-1 WSC data for land surfaces monitoring at global and regional scales.

I. INTRODUCTION

MONITORING terrestrial vegetation dynamics at global and regional scales appears essential for a better understanding of land surface processes and their interaction with the atmosphere. In this context, low-resolution spaceborne sensors operating in different parts of the electromagnetic spectrum are well appropriate as they provide repetitive observations over large areas and at a scale compatible with regional processes. In particular, since 1979, meteorological satellites such as the NOAA series have been playing a key role. The Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), derived from the red and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on board the NOAA satellites, has been extensively used for vegetation phenology monitoring and primary production estimation (e.g., [1]–[2]). On the other hand, microwave sensors are known to be less prone to atmospheric perturbations and their suitability for vegetation studies have been investigated in the past. Passive microwave observations over the whole surface with coarse resolution radiometers have started in 1972, but data became available only in 1978 with the launch of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) on board the Nimbus-7 satellite, and since 1987 with the Spatial Sensor Microwave Imager (SSM/I). Indices, based on the difference between vertically and horizontally brightness temperatures recorded at 37 GHz, have been related to canopy water con-

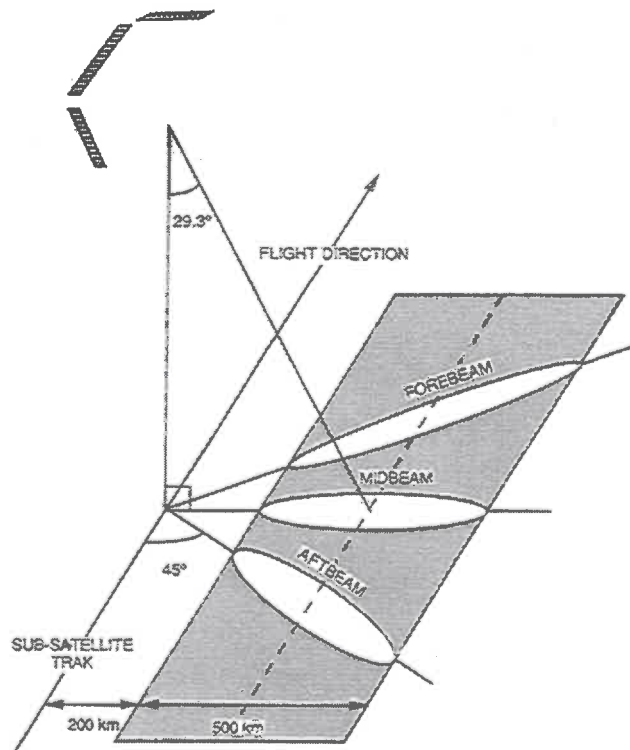


Fig. 1. Geometry of the wind scatterometer.

tent, canopy geometry and soil parameters (moisture content and surface roughness) [3]. Preliminary results indicate that spaceborne passive microwave systems have a great potential for discriminating global vegetation [4].

In contrast, multiyear active microwave data over the entire surface are only available since July 1991 with the launch of the European Remote Sensing satellite ERS-1 carrying a wind scatterometer (WSC). The ERS-1 instrument operates at C-band and is the third spaceborne scatterometer. The two previous systems operated at Ku-band; the first one on board Skylab in 1973 [5] and the second one on board Seasat-A in 1978 [6]. Primarily designed for estimating wind speed and wind direction over sea surfaces, spaceborne scatterometers are promising systems for terrestrial applications as it has been highlighted by Kennett and Li [7], [8] using Seasat-A Scatterometer (SASS) data. Mougin *et al.* [9]–[10], Kerr and Magagi [11], and Wismann *et al.* [12] have recently presented preliminary results using ERS-1 WSC data for land applications, confirming the previous observations made with SASS data. However, until now, no multitemporal study has

Manuscript received March 7, 1995. This work was supported by the CNES. The authors are with the Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, CNES/CNRS/UPS, 31055 Toulouse Cedex, France.

Publisher Item Identifier S 0196-2892(96)01176-X.

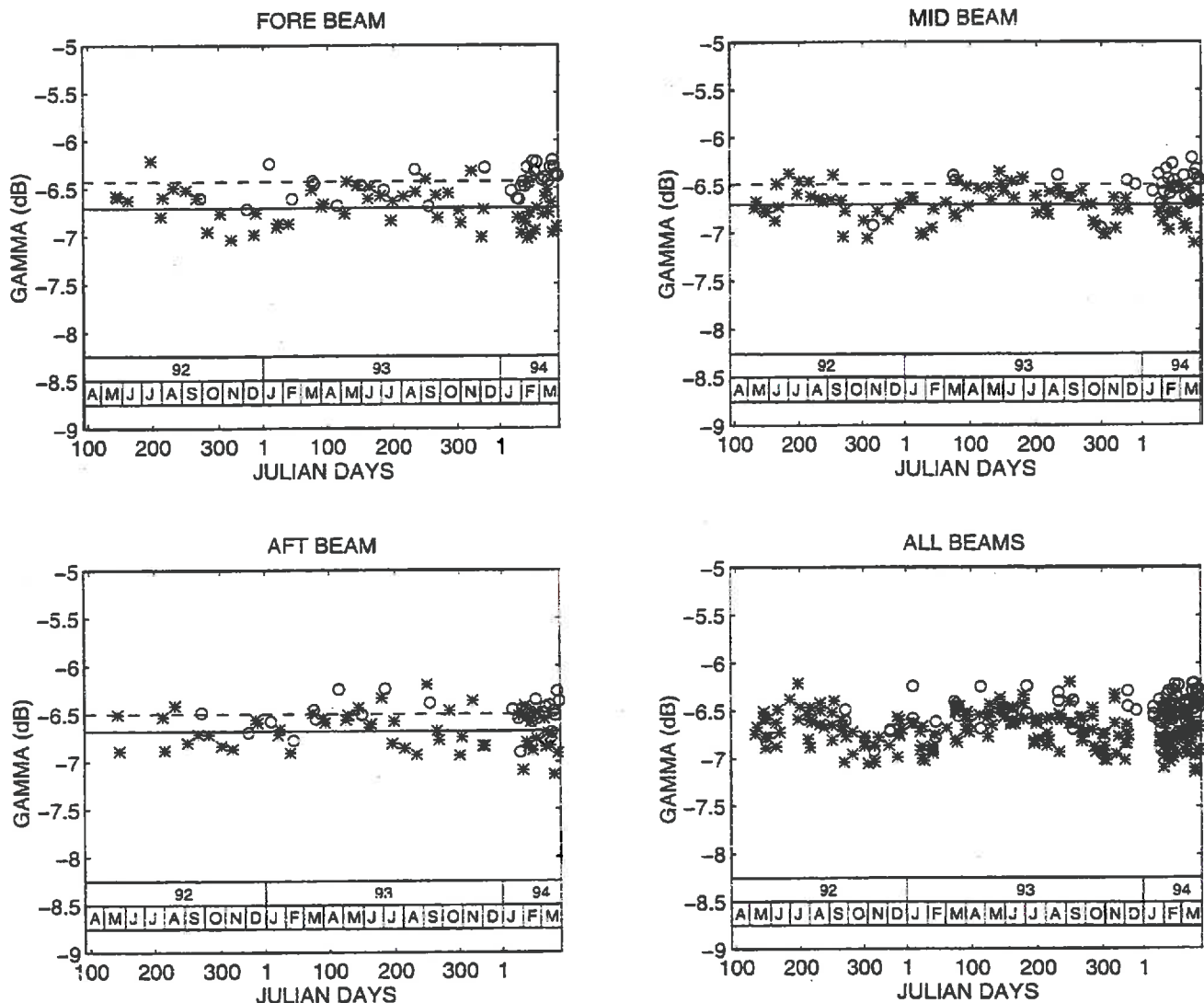


Fig. 2. Temporal variation of the backscattering coefficient γ acquired within $25\text{--}45^\circ$ of incidence angles over the Amazon basin. (*: ascending pass; \circ : descending pass; - -: mean of ascending pass; —: mean of descending pass). (April 1992–March 1994).

been conducted as the two first systems only operated during short periods of time, i.e., one week and three months for Skylab and SASS, respectively. At present, calibrated ERS-1 WSC data from two years are available. This large data set acquired over the whole land surface offers a unique opportunity to assess the contribution of coarse resolution active microwave systems to global monitoring of terrestrial surface.

The objective of this paper is to investigate the capabilities of the C-band ERS-1 wind scatterometer for land surface studies at regional and global scales. Emphasis is put on vegetation discrimination and monitoring. The paper is structured as follows. In Section II, the ERS-1 WSC instrument and the available data are presented. In Section III, data quality and effects of viewing conditions on the scatterometer response are analyzed. A global backscattering image synthesized from original data is shown in Section IV. Global statistics are given for typical vegetation types of the world and compared with previous measurement acquired by the SASS in 1978. Finally, conclusions and perspectives are drawn.

II. DESCRIPTION OF THE WSC DATA

A. The ERS-1 Wind Scatterometer

The ERS-1 satellite is on a near polar, sun-synchronous orbit at a mean altitude of 785 km and an inclination angle of 98.5° . It passes the descending node at about 10:30 am local solar time and the ascending node at about 11:00 pm. Since the launch of ERS-1, three repeat cycles of 3, 35, and 168 days were experienced: from April 1992–December 1993, the ERS-1 repeat cycle was 35 days. From January 1994–April 1994, it changed to a three-day repeat cycle. Then, from April 1994–March 1995, the satellite had a 168-day repeat cycle before returning to a 35-day repeat cycle until the end of its mission.

The Active Microwave Instrument (AMI) on board ERS-1 combines the functions of a high resolution system (SAR) with a wind scatterometer. Several subsystems being common to both SAR and wind scatterometer, the two instruments cannot operate at the same time. The wind scatterometer is thus

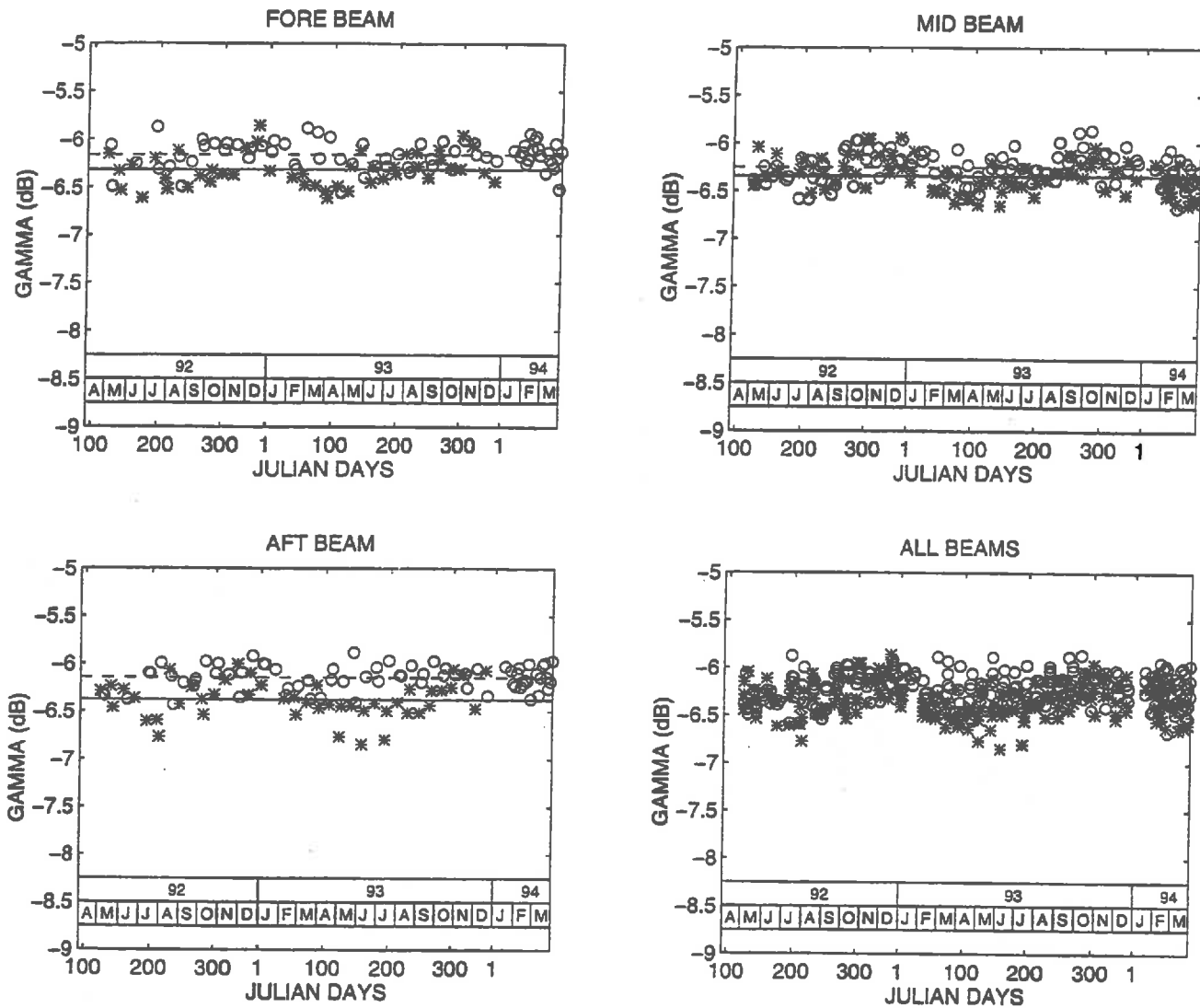


Fig. 3. Temporal variation of the backscattering coefficient γ acquired within $25\text{--}45^\circ$ of incidence angles over the Congo basin. (*: ascending pass; o: descending pass; - -: mean of ascending pass; ___: mean of descending pass). (April 1992–March 1994).

switched off during SAR acquisitions time, which limits data over regions where repetitive SAR observations are planned, for instance over agricultural temperate areas. The ERS-1 WSC operates at C-band (5.3 GHz) with VV polarization; at this frequency, atmospheric perturbations can be considered as negligible [13]. The spatial resolution is coarse, about 50 km. The radar signal is continuously delivered and analyzed by three sideways antennas: one pointing normal to the satellite flight path (midbeam antenna) and the two others pointing 45° forward (forebeam antenna) and 45° backward (aftbeam antenna) [14]. The geometry of the wind scatterometer is illustrated in Fig. 1. As the satellite moves along its orbit the three antennas illuminate a 500 km wide swath, in a quasimultaneous mode. Considering these characteristics and in the case of the 35 days orbit, the theoretical temporal repetitivity, corresponding to a land surface coverage higher than 90%, is about four to five days. Across the swath, local incidence angles range from about $18\text{--}47^\circ$ for the midbeam antenna and, from $25\text{--}59^\circ$ for the two other antennas. Thus a

point of the surface is seen, at different times, under varying azimuth and incidence angles.

B. The Data

The ERS-1 WSC has been operating since July 1991. Calibrated data are available since April 1992 [15]. The data consists, for each antenna, in a series of products including 19×19 (361) values or "nodes" corresponding to measurements acquired over a surface of about $500 \text{ km} \times 500 \text{ km}$. Data are given on a 25-km grid spacing. For each node, the following information is given: backscattering coefficient σ° (in decibels), longitude and latitude (in degrees), time of acquisition, incidence and azimuthal angles, and theoretical normalized standard deviation K_p (%). As well, it is indicated whether the node belongs to land or sea. Accordingly, multitemporal data can easily be extracted from original files by defining the coordinates of a sampling window corresponding to the region of interest. Localization accuracy is about ± 5 km. Extracted σ° values are then a function of both incidence

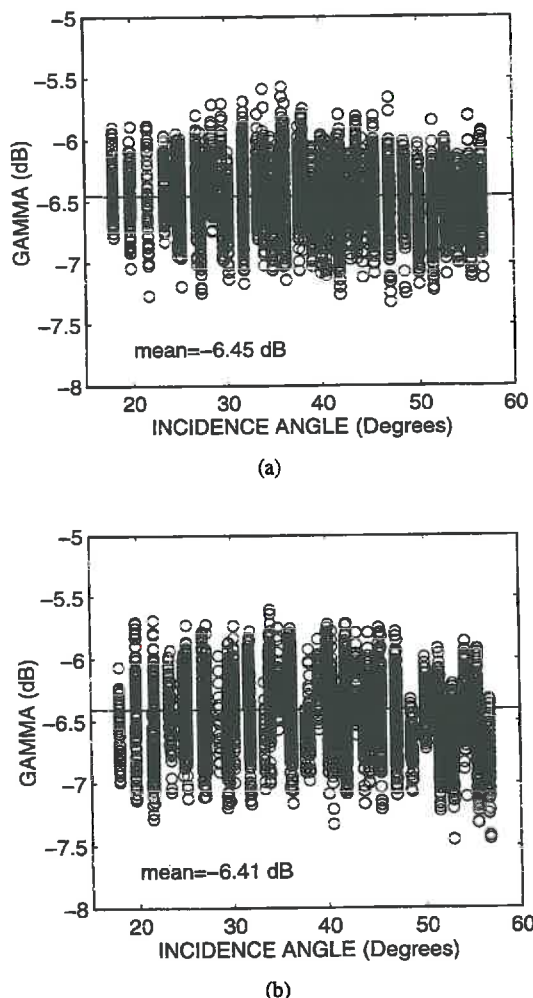


Fig. 4. Angular signature of the backscattering coefficient γ over tropical rainforests, (a) Amazon basin. (b) Congo basin (April 1992–March 1994).

and azimuthal angles. Data calibration is realized using both point targets and extended targets [15]. Absolute radiometric calibration is achieved by using three transponders located in southern Spain within a full swath. The South American tropical rainforest, assumed to exhibit a backscattering coefficient γ ($\gamma = \sigma^0 / \cos \theta$) independent of incidence angle θ , is used to correct the antenna patterns.

III. PRELIMINARY ANALYSIS OF WSC DATA

Prior to data interpretation, performance of the ERS-1 WSC has to be evaluated in terms of data quality. As well, the influence of system parameters (viewing conditions) on the variation of the backscattering coefficient has to be determined.

A. Assessment of Data Quality

1) *Radiometric Stability*: The radiometric stability of the ERS-1 WSC is an essential parameter when dealing with multitemporal data. Here, as a criterion of stability, the temporal variation of the backscattering coefficient is evaluated over extended natural targets which are known to exhibit a small time dependence in their backscattered response. For calibration purposes, several regions fulfilling this condition

TABLE I
TEMPORAL VARIATION OF THE BACKSCATTERING COEFFICIENT γ RECORDED BY THE 3 ANTENNAS AT 25–45° INCIDENCE ANGLES DURING ASCENDING (AS) AND DESCENDING (DS) PASSES OVER TROPICAL RAINFORESTS. PERIOD APRIL 1992–MARCH 1994

	Mean (dB)		Max (dB)		Min (dB)		Standard Deviation (dB)	
	Amazon	Congo	Amazon	Congo	Amazon	Congo	Amazon	Congo
Forebeam								
AS	-6.70	-6.32	-6.21	-5.86	-7.03	-6.62	0.20	0.18
DS	-6.43	-6.16	-6.21	-5.87	-6.72	-6.56	0.15	0.15
AS+DS	-6.60	-6.22	-6.21	-5.86	-7.03	-6.62	0.22	0.18
Midbeam								
AS	-6.70	-6.35	-6.36	-5.94	-7.10	-6.65	0.18	0.17
DS	-6.49	-6.25	-6.21	-5.86	-6.94	-6.67	0.17	0.17
AS+DS	-6.65	-6.30	-6.21	-5.86	-7.10	-6.67	0.20	0.17
Aftbeam								
AS	-6.68	-6.38	-6.19	-6.01	-7.14	-6.85	0.20	0.20
DS	-6.50	-6.15	-6.24	-5.88	-6.90	-6.43	0.15	0.13
AS+DS	-6.62	-6.24	-6.19	-5.88	-7.14	-6.85	0.20	0.20
All beams								
AS+DS	-6.62	-6.25	-6.19	-5.86	-7.14	-6.85	≤0.22	≤0.20

TABLE II
MEAN VALUE, MEAN STANDARD DEVIATION (K_p) AND UNCERTAINTY ($\Delta\sigma^0$) ESTIMATED OVER TROPICAL RAINFORESTS OF AMAZON AND CONGO BASINS DURING ASCENDING (AS) AND DESCENDING PASSES (DS)

		Forebeam	Midbeam	Aftbeam	
		Antenna	Antenna	Antenna	
Amazon	AS	Mean (dB)	-6.44	-6.44	-6.49
		K_p (%)	6.3	5.6	5.8
		$\Delta\sigma^0$ (dB)	±0.28	±0.25	±0.26
Congo	AS	Mean (dB)	-6.43	-6.43	-6.49
		K_p (%)	6.4	6.5	6.7
		$\Delta\sigma^0$ (dB)	±0.29	±0.29	±0.3
	DS	Mean (dB)	-6.38	-6.35	-6.34
		K_p (%)	7	6.7	6.8
		$\Delta\sigma^0$ (dB)	±0.3	±0.3	±0.3

TABLE III
AZIMUTHAL VIEWING CONDITIONS FOR THE 3 ANTENNAS DURING ASCENDING (AS) AND DESCENDING (DS) PASSES AT THE EQUATOR

	Forebeam		Midbeam		Aftbeam	
	AS	DS	AS	DS	AS	DS
Azimuthal angle (°/North)	212.7°	57.7°	257.7°	102.7°	302.7°	147.7°

have previously been identified by Kennett and Li [8]. Among them, the tropical rainforest of the Amazon basin in South America and the Congo basin in Africa appeared to be the most suitable targets and thus are retained for the present study.

Figs. 2 and 3 show the temporal variation of the backscattering coefficient γ for measurements acquired at incidence angles ranging from 25 to 45° over the Amazon and Congo basins. Heterogeneous regions including large water bodies savannas, clearcuts, etc., are excluded from this analysis. The considered period is from May 1992 to April 1994 (i.e. two years). Numerical values are given in Table I. Here, the backscattering coefficient γ is evaluated rather than σ^0 , as it is constant over the whole angular range considered (Fig. 4).

On the whole, the backscattering coefficient γ is stable over the studied period ranging between -7 and -6 dB with an estimated standard deviation smaller than 0.22 dB for all beams and passes, indicating the good time stability of the instrument. Nevertheless, σ^0 values appear slightly smaller for

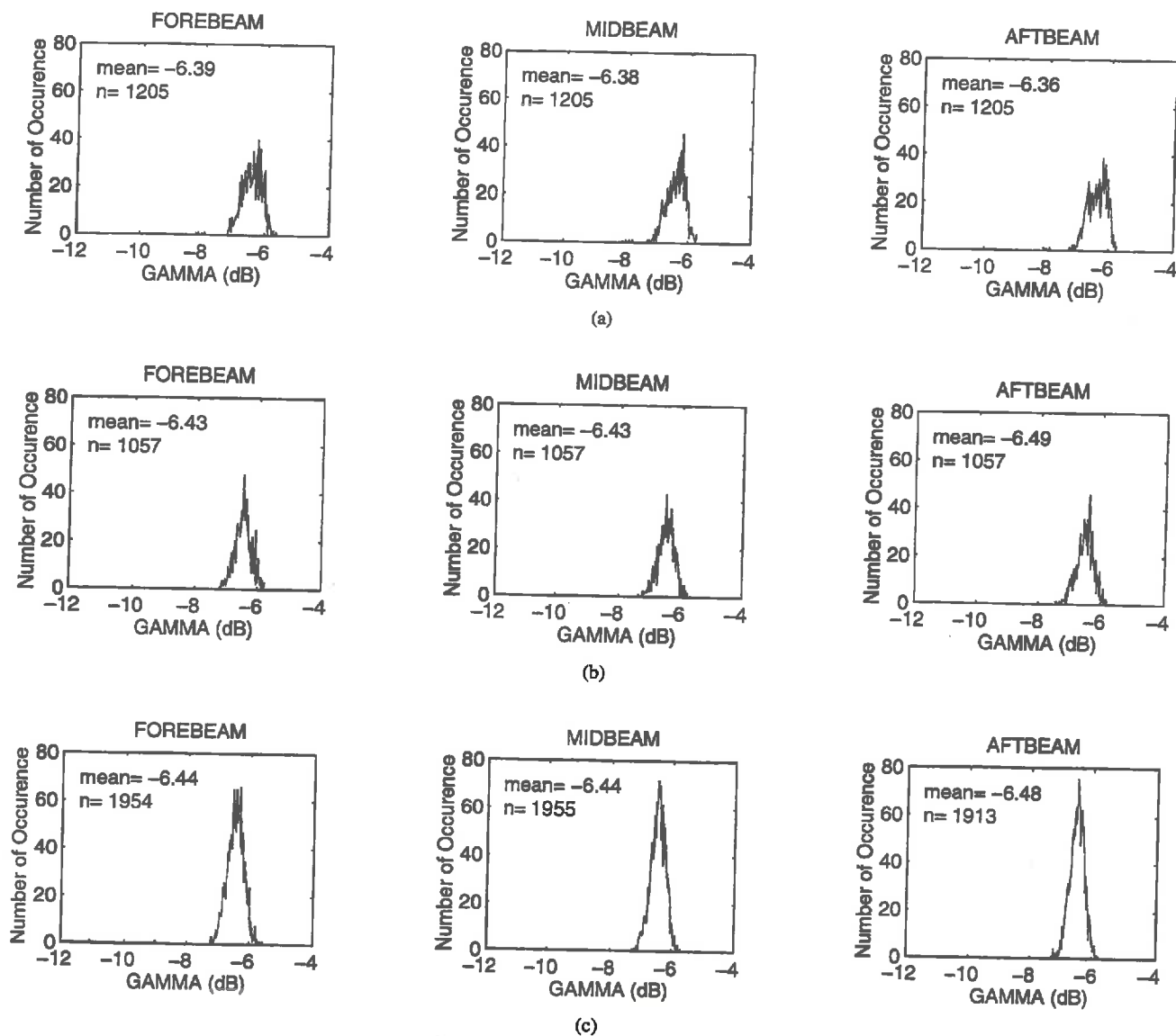


Fig. 5. Histograms of the distribution of the backscattering coefficient over Congo basin during (a) descending and (b) ascending passes, Amazon basin, during (c) ascending pass. From left to right: measurements acquired with the Forebeam-, Midbeam- and Aftbeam-antenna (April 1992–March 1994).

the Amazon than for the Congo basin (-6.62 and -6.25 dB, respectively). This difference, which is statistically significant, could not be explained within the present study.

Moreover, several observations can be made. For each antenna, measurements acquired during descending passes (DS) tend to be higher (up to 1 dB) than those acquired during ascending passes (AS). Nevertheless, over the considered two-year period, the mean difference between AS (i.e., evening) and DS (i.e., morning) passes remains small but still statistically significant, about 0.3 dB. This small diurnal variation of σ^0 was also observed with SASS data [16]. These differences might be due to daily variations in plant characteristics and/or to instrument parameters. Indeed, plant dielectric constant is known to exhibit a diurnal pattern with the highest values in the morning leading to a higher backscattered response [7]. This phenomenon may be increased by the accumulation of water droplets at the leaf surface in the early morning. On the other hand, the observed difference might be due to daily variations in antenna temperature that are not taken into

account during onboard processing. Indeed, the exposure to solar radiations changes with time, which leads to an important temperature difference between day and night acquisitions [22]. Observed seasonal fluctuations (around 0.8 dB) might as well arise from changes (here at a seasonal scale) in antenna temperature.

Finally, the observed mean difference between antennas smaller than 0.1 dB appears to be better than the theoretical value of 0.2 dB, which indicates a good antenna intercalibration.

2) *Radiometric Resolution*: Within a resolution cell, the backscattered power P_R received by the scatterometer is affected by speckle and thermal noise. The performance of scatterometer systems, i.e., their radiometric resolution, is given by the K_p parameter defined as the normalized standard deviation associated to the measurement of P_R [18]:

$$K_p = \frac{(\text{Var}[P_R])^{1/2}}{P_R} = \frac{(\text{Var}[\sigma^0])^{1/2}}{\sigma^0}. \quad (1)$$

For the ERS-1 wind scatterometer, K_p can approximately be expressed as [19]

$$K_p = \frac{1}{\sqrt{Bt_{SN}}} \left\{ 1 + \frac{2}{\text{SNR}} + \frac{1}{\text{SNR}^2} \left(1 + \frac{t_{SN}}{t_N} \right) \right\}^{1/2} \quad (2)$$

where B , t_{SN} , t_N , and SNR denote the bandwidth of the measurement resolution cell, the signal integration time, the noise integration time and the signal-to-noise ratio, respectively.

As K_p is a function of SNR, it is expected to vary with both incidence angle and target characteristics (σ°). Theoretical K_p values are of the order of 4–6% corresponding to uncertainties lying between 0.17–0.26 dB depending on the illumination angle. Unfortunately, measured K_p values are not available. Here, K_p values are estimated for each antenna by considering the distribution of γ values over very homogeneous sites located within the Amazon and Congo basins. Assuming that these reference surfaces are perfectly homogeneous and stable throughout the year, observed variations around the mean γ value can be used to estimate the measurement uncertainty. Fig. 5 show histograms of γ values for the two regions as a function of antenna and satellite pass, plotted for the period extending from April 1992–March 1994. Numerical results are given in Table II. Histograms corresponding to descending passes over the Amazon basin are not presented here because of the small number of data available. By assuming a Gaussian distribution for γ values and using (1), values of estimated K_p range between 5.5–6.5% and 6.4–7% for the Amazon and Congo basins, respectively. If we assume a maximum value of 7% for K_p , this leads to an uncertainty of about 0.3 dB for γ values ranging between -6 and -7 dB. This result, corresponds to the theoretical values and thus confirms the performance of the ERS-1 scatterometer.

B. Effect of Viewing Conditions

1) *Azimuthal Angle*: As each antenna has a different viewing direction, each point on the surface can be observed under 6 different azimuthal angles. Azimuthal angle values for each antenna and for both passes are presented in Table III for a point on the equator. Azimuthal angles are ranging from about 58–303° with reference to the North.

Fig. 6 illustrates σ° azimuthal signatures observed in May 1992 over some typical land surfaces in Africa, i.e., tropical forest, tree savanna, Sahelian area, and sand desert. Data are given for incidence angles from 30–35°. Overall, azimuthal signatures are negligible over densely vegetated surfaces as tropical forest (see also Table II, with $-6.49 \text{ dB} \leq \gamma \leq -6.34 \text{ dB}$). As illustrated, only small azimuthal effects are observed over surfaces such as tree savannas and Sahelian grasslands. The absence of strong azimuthal effects may be due to the averaging process within the 50-km resolution cell. On the contrary, these effects increase over surfaces with strongly anisotropic features such as sand dune deserts (e.g., Tenere Erg). In this case, variations up to 7 dB are observed. They are mainly due to a parallel sand dunes landscape whose orientation is about 40°. Minimum values are found at azimuthal angles about 58 and 213° (i.e., almost parallel to

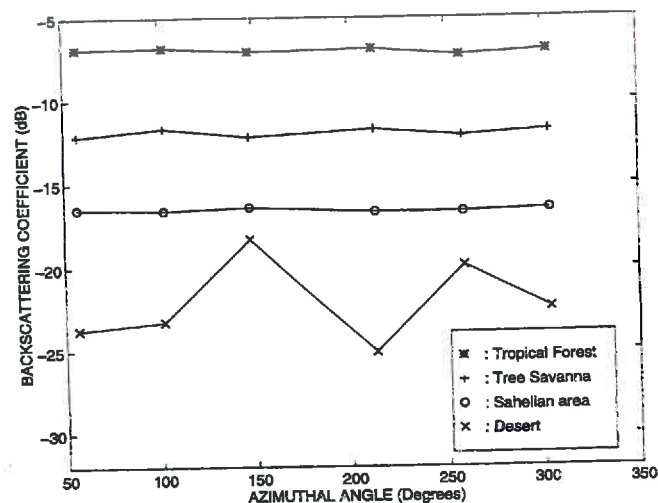


Fig. 6. Azimuthal signatures over different vegetation types in Africa. Incidence angles: 30–35° (May 1992).

the dunes) whereas maximum values are reached at about 148° and 258° (i.e., almost perpendicular to the dunes).

On the whole, measurements acquired with different antennas are strongly correlated when considering extended zones. This is illustrated in Fig. 7, showing measurements acquired with midbeam versus forebeam (Fig. 7(a)), and aftbeam versus forebeam (Fig. 7(b)) over the whole continent of Africa during August 1993. Results indicate strong correlations ($r = 0.87$, and $r = 0.98$, respectively) even if differences up to 10 dB occur between two antennas. The larger dispersion obtained in Fig. 7(a) (midbeam versus forebeam) is mainly due to the fact that measurements used for the comparison do not exactly correspond both to identical location and time.

2) *Incidence Angle*: An important aspect of the ERS-1 scatterometer is its capability to acquire measurements at incidence angles ranging from 18–59°. σ° angular signatures are strongly dependent on surface variables including topography, soil surface roughness and vegetation cover [13]. Consequently, the σ° angular behavior is expected to vary both with the considered surface and throughout the year as a function of surface parameters evolution. Examples of typical angular signatures for data acquired during a period of one month are given in Fig. 8. As already noticed by Kennett and Li [7] for SASS data, the general angular behavior of σ° (in dB) is linear, in particular within the 25–55° incidence range. As expected, the angular signature of the tropical rainforest is rather flat (0.06 dB/°). This is typical for volume scattering mechanisms within the canopy. The slope increases with the scarcity of vegetation as the surface scattering becomes more and more important: 0.12 dB/° for tree savanna, 0.15 dB/° for Sahelian area, and 0.24 dB/° for deserts. For this latter, the σ° slope is directly related to soil surface roughness and topography.

C. Conclusion

Over the considered period of 24 months, from April 1992–March 1994, the radiometric stability of the scatterometer was found to be very good. Observed seasonal fluctuation of the order of 0.8 dB might be attributed to variations in vegetation activity and/or in antenna temperature. Furthermore, the

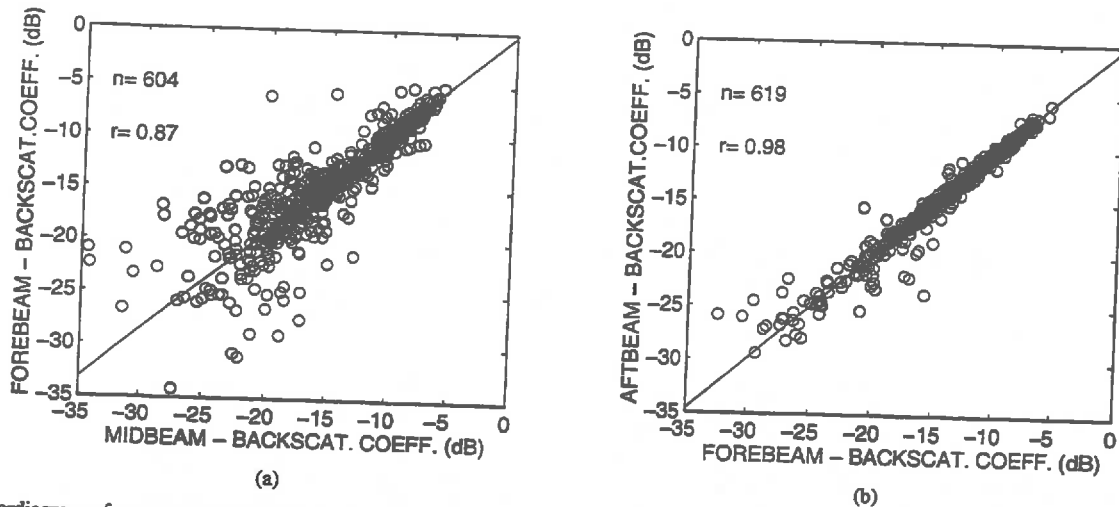


Fig. 7. Scatterdiagram of measurements acquired with different antennas over the whole continent of Africa. (a) Forebeam versus Midbeam. (b) Aftbeam versus Forebeam. Incidence angles: 25–45° (May 1992).

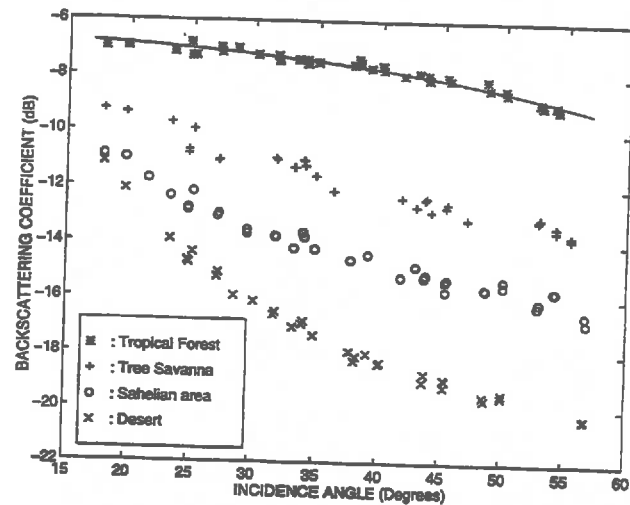


Fig. 8. Angular signatures of the backscattering coefficient σ^0 for different vegetation types over Africa. May 1992. The theoretical signature of tropical forest of the east of Congo basin is also plotted (—).

biometric resolution appears very good with an estimated uncertainty of ± 0.3 dB (with a corresponding mean γ value about $-7/-6$ dB). Intercalibration between antennas is excellent. Azimuthal effects were found to be small over most surfaces with exception of anisotropic surfaces such as dune deserts. Nevertheless, over vegetated areas, a strong relation between antennas was observed indicating that, for global observation, data from different antennas can be mixed together. On the contrary, scatterometer response strongly varies with incidence angle, permitting comparison only between data with similar incident angles. Angular signatures depend on surface parameters and thus have a strong spatial and temporal variability. For incidence angles ranging from 25° to 55°, angular signatures can be approximated by a linear fit (in decibels). Because of the scatterometer configuration (fore-aft-antennas see the same node with the same incidence angle), only two of the three antennas are useful for land cover classification (aft (or fore) and mid). In contrast, for characterization of anisotropic structures such as geological features, data from all three antennas are required.

TABLE IV
LAND SURFACE COVERAGE BY THE ERS-1 WIND-SCATTEROMETER (%) DURING A 35-DAY REPEAT CYCLE (AUGUST 1993)

Period (Day)	Land surface coverage (%)		
	Ascending	Descending	Combined
1	15	12	25
2	31	22	45
3	46	31	62
4	52	37	68
5	58	41	73
10	81	62	90
20	92	78	97
30	93	83	98

IV. GLOBAL IMAGES OF THE WORLD

A. Methodology

The approach used to produce global backscattering coefficient images of the world is similar to the one used by Kennett and Li [7] and Long *et al.* [20]. Each antenna can be treated separately, as well as ascending/descending passes. The world is divided into elementary cells of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ surface, between 85°N and 80°S . WSC data acquired at various incidence angles are attributed to the corresponding cells as a function of their longitude/latitude coordinates. Within each cell, a linear fit for incidence angle ranging from 25–55° is used to model the variation of σ^0 (in decibels) versus incidence angle (see Section III). This procedure allows generating global maps at any incidence angle covered by the considered antenna. About one month of data are necessary for a global image of land surfaces with only a few missing values. To eliminate remaining gaps, the mean value of a 3×3 surrounding window is affected to the central cell. Overall, the number of individual data used to obtain a representative monthly value lies between 2–50 for each cell, with an average of 8. Following this procedure, twelve images per year can be produced at any incidence angle and for each antenna. The main constraint to produce such images comes from SAR acquisitions which prevent regular observations over regions like Europe, North America, and Asia.



Fig. 9. Swath coverage for the ERS-1 wind-scatterometer over land surfaces (a) from top to bottom: 1, 2, 3, 4 days period and (b) from top to bottom: 5, 10, 20, 30 days period (August 1993).

Because of SAR acquisitions, the 35-day repeat cycle allows covering of 90% of the land surfaces only every 10 days. Fig. 9 shows global σ^0 images synthesised with data collected over periods of 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, and 30 days, respectively, i

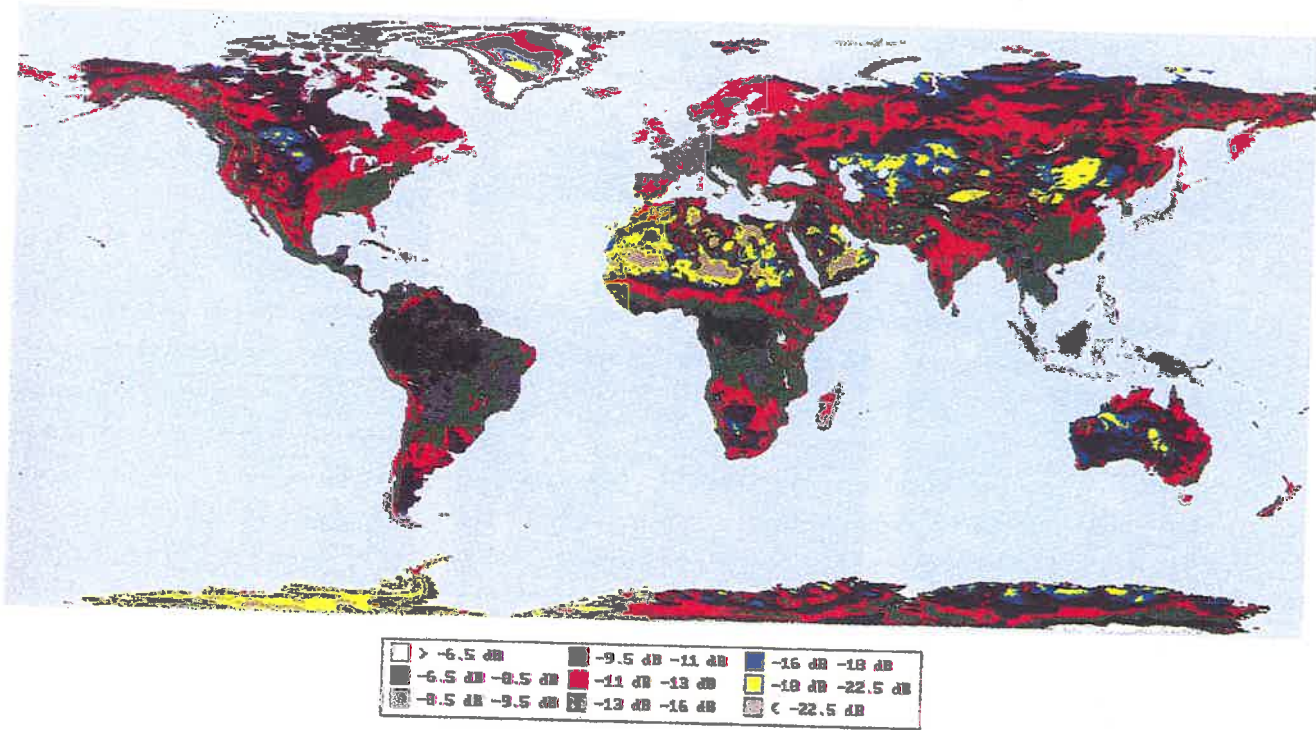


Fig. 10. Global backscattering coefficient image at a 45° of incidence angle, synthesized from data acquired by the forebeam antenna (December 1992).

August 1993 for ascending, descending, and combined passes. Images are given in a longitude/latitude representation. The corresponding land coverage values are given in Table IV. As outlined in Fig. 9, most of SAR acquisitions occur during descending passes, especially over Europe, Northern America, Amazon basin, Central Asia, and Australia. After one month of acquisitions, the ascending passes provide a better coverage (93% compared to 83%) with a few missing data mainly over West Africa. When both passes are combined, 98% of land surfaces are covered.

Compared with the usual 35-days repeat cycle, the three-day orbit reaches a maximum coverage of about 60% of land surfaces every three days. The 168-day repeat cycle, because of its 37-day pseudorepeat cycle provides a global coverage close to the one showed in Fig. 9.

Global Images of the World

Fig. 10 shows a global backscattering image synthesized from data acquired by the forebeam antenna during ascending and descending passes in December 1992. In order to get a nearly 100% coverage of all land surfaces, acquisitions over West Africa were complemented by data recorded during ten days in January 1993. Results are given at an incidence angle of 45° . Global statistics of main types of land surfaces are given in Table V. In addition, data acquired by the ERS-1 SAR are compared with 1978 SASS values. To this end, data were extracted over the regions defined by Kennett and Li [7] and averaged over the same period of the year (i.e., July–September 1992). On the whole, backscattering values range from about -26 to 0 dB, giving an overall dynamic range of more than 25 dB. Highest values are found over snow/ice-covered regions of Greenland and coastal Antarctica, whereas the lowest values can be observed on the unvegetated sandy

deserts of Sahara and Saudi Arabia. The most striking feature is the close correspondence between this image and global vegetation and terrain elevation maps, as already noticed by Kennett and Li with SASS data [7]. The similarities between a vegetation map, for instance the Olson *et al.*'s classification [21], and this image are somewhat remarkable, especially for tropical regions. Many similarities can also be found with global NDVI images provided by the NOAA/AVHRR sensor (e.g., see [1]).

Overall, 5 types of surfaces can clearly be distinguished: tropical forest, grassland/open woodland, desert, snow/ice covered regions and high mountains. As far as vegetation is concerned, dense evergreen forests located in the intertropical belt exhibit the highest response with σ^0 values ranging from about -8.5 to -7 dB. Among them, the Brazilian, Congolian, Guinean and Indonesian tropical evergreen forests are easily identified. Unvegetated areas (i.e., deserts) are also clearly visible, as for instance the Sahara and Kalahari deserts (Africa), the Gobi, Takla Makan, Thar, Kazakhstan, and Ar-Rub' Al-Khali deserts (Asia), the Great Sandy, Simpson and Great Victoria deserts (Australia), and the Great sandy and Patagonian deserts (America). Over the Sahara and Ar-Rub' Al-Khali (Saudi Arabia) deserts strong spatial variations up to 17 dB are observed. Most of these variations can be explained by topography and rock types. Over the Sahara, the Tibesti, Air, and Ahaggar mountains have higher backscatter responses and are well identified. Steppes, grasslands, and open woodlands can also be distinguished over Africa, America (Argentina, United States, etc.), Asia, and Australia. In contrast, temperate regions appear more homogeneous. Coniferous, deciduous forests and agricultural areas exhibit backscattering values around -10.0 dB.

TABLE V
GLOBAL STATISTICS OF THE BACKSCATTERING COEFFICIENT σ° AT A 45° OF INCIDENCE ANGLE

Region	n°	Terrain	Latitude (°)	Longitude (°)	σ° (dB) ERS-1 Dec. 1992	σ° (dB) ERS-1 July–Sept. 1992	σ° (dB)* SASS July–Sept. 1978
Amazon Basin	1	Tropical rainforest	12S 3N	75W 51W	-8.2	-8.3	-8.6
Congo Basin	2		0N 2N	10E 28E	-7.9	-7.9	-7.9
Indonesia	3		10S 9N	96E 150E	-8.6	-8.7	-8.1
E. India	4	Monsoon forest	17N 24N	80E 87E	-10.9	-8.9	-9.2
Southern Brazil	5	Savanna	17S 13S	54W 47W	-9.2	-10.9	-10.9
Mid-Africa	6		10S 6S	15E 28E	-9.7	-11.2	-11.1
Sahel	7		10N 14N	7W 24E	-13.4	-10.8	-11.1
India	8	Croplands	10N 19N	77E 80E	-11.2	-10.8	-11.1
China	9		21N 33N	111E 120E	-10.5	-9.7	-10.6
Eastern USA	10	Deciduous forest and croplands	40N 50N	98W 70W	-11.9	-10.5	-10.8
Eurasia	11		45N 50N	0E 30E	-10.2	-10.3	-10.8
Manchuria	12		40N 50N	120E 135E	-13.7	-10.2	-10.9
Argentina Pampas	13	Prairie	38S 34S	62W 58W	-12.1	-11.8	-11.7
Canada	14	Needleleaf forest	50N 58N	90W 56W	-12.4	-10.8	-12.6
Russia	15		55N 68N	80E 120E	-12.6	-10.9	-11.9
Central USA	16	Steppe	31N 51N	106W 98W	-14.6	-12.3	-13.1
E. Australia	17		34S 25S	139E 149E	-14.0	-15.0	-12.9
Kirghiz (Russia)	18		51N 55N	60E 72E	-15.2	-13.3	-13.7
W. Australia	19	Desert and grassland	33S 24S	119E 134E	-14.9	-14.7	-13.8
Kalahari S. Africa	20		32S 25S	18E 24E	-14.0	-14.3	-13.1
Canada	21	Tundra	60N 66N	120W 100W	-13.3	-12.6	-13.7
Russia	22		67N 72N	45E 80E	-15.4	-12.2	-13.6
Sahara	23	Desert	18N 30N	5W 30W	-15.4	-15.2	-13.7
Coastal Greenland	24	Ice	60N 63N	50W 40W	-5.7	-8.2	-9.2
S. Greenland	25		65N 70N	50W 40W	-3.7	-4.2	-7.2
N. Greenland	26		70N 75N	48W 32W	-13.7	-13.6	-9.4
Antarctica	27		77S 70S	0E 160E	-11.4	-11.2	-7.7
World average			77N 77S	0E 360E	-11.4	-10.9	-10.9

*Data from Kennett and Li [7].

Mountains higher than 3000 m can easily be identified as well, such as the Himalayan and Tien Shan (China), Al Hijaz (Saudi Arabia), Alaska and Brooks range (Alaska), McKenzie and Rocky (Canada), and Sierra Madre (Mexico). Most of these mountains present σ° values comparable to those obtained over tropical forests, i.e., around -7 dB. On the other hand, mountains smaller than 2000 m are not visible. In South East Asia, tropical forests are usually located in the mountains, leading to possible confusion. Many ancillary observations can also be made. For example, Greenland presents a remarkable feature for which interpretation is not straightforward. Some big cities can be distinguished such as New York, Rio de Janeiro, Sao Paulo, Buenos Aires, and Sidney.

Vegetation types exhibiting a pronounced seasonal variation in their phenology have significant changes of the WSC response between Dec. 1992 and July–Sept. 1992: regions located in the Northern hemisphere present lower values in winter than in summer (period of vegetation activity), while the opposite occurs for the Southern hemisphere. This contrast between season and hemisphere is valid also at world scale (-11.5 dB for Dec. 1992 compared to -10.7 dB in summer) because most part of land surfaces are located in the Northern hemisphere.

Compared with SASS data, ERS-1 WSC data exhibit similar trends and values confirming the good calibration of both data sets. Particularly, there is no difference between ERS-1 and SASS data observed over all the land surfaces (-10.9 dB).

Overall, vegetation types with high standing biomass (needleleaf forest and deciduous forest and croplands in Eurasia excepted) show similar responses whereas regions with sparse vegetation (tundra, steppes, deserts) exhibit differences of about 1 dB. Largest differences (up to 3.5 dB) are encountered over snow/ice covered regions of Greenland and Antarctica.

V. CONCLUSION AND PERSPECTIVES

The potential of ERS-1 WSC data for land surface studies is investigated. First, data quality is assessed by evaluating the backscatter response over tropical rainforests considered as homogeneous, azimuthally isotropic, and time stable targets. Temporal radiometric stability of the instrument is demonstrated over a two-year period extending from April 1992–March 1994. Furthermore, a good radiometric resolution is observed with a measurement uncertainty estimated to about ± 0.3 dB. Intercalibration between antennas also appears excellent. Second, effects of viewing conditions are investigated. Results indicate that angular signatures are well pronounced and greatly vary according to the surface under consideration. On the other hand, azimuthal effects appear to be small over most part of land surfaces at the exception of strong anisotropic surfaces. A global image of the world is also presented showing a close correspondence with global vegetation and terrain maps. Main vegetation types over the world are easily discriminated especially over tropical regions. Finally, WSC and SASS data are compared over typical regions. Similar

trends and values are observed for both data sets especially over regions with large vegetation cover. These results indicate the high capability of the ERS-1 WSC for land surfaces monitoring at global and regional scales. At present, emphasis is put on the analysis of temporal signatures over the main terrestrial vegetation types.

ACKNOWLEDGMENT

The authors thank the ESA for providing them with the ERS-1 scatterometer data (Project A02.F121).

REFERENCES

- [1] C. O. Justice, J. R. G. Townshend, B. N. Holben, and C. J. Tucker, "Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 8, pp. 1271-1318, 1985.
- [2] S. D. Prince, "Satellite remote sensing of primary production. Comparison of results for Sahelian grasslands 1981-1988," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 12, no. 6, pp. 1301-1311, 1991.
- [3] B. J. Choudhury, "Monitoring global land surface using Nimbus-7 37 Ghz data. Theory and examples," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 10, no. 10, pp. 1579-1605, 1989.
- [4] C. O. Justice, J. R. G. Townshend, and B. J. Choudhury, "Comparison of AVHRR and SMMR data for monitoring vegetation phenology on a continental scale," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 10, no. 10, pp. 1607-1632, 1989.
- [5] R. K. Moore *et al.*, "Simultaneous active and passive microwave response of the earth—The SKYLAB RADSCAT experiment," in *Proc. 9th Int. Symp. Remote Sensing of the Environment*, Ann Arbor, MI, 1974.
- [6] J. W. Johnson *et al.*, "Seasat—A scatterometer instrument evaluation," *IEEE Oceanic Eng.*, vol. OE-5, pp. 138-144, 1980.
- [7] R. G. Kennett and F. K. Li, "Seasat over land scatterometer data, part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 27, no. 5, pp. 592-605, 1989.
- [8] ———, "Seasat over land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 27, no. 6, pp. 779-788, 1989.
- [9] E. Mougin, A. Lopes, C. Proisy, A. Warich, P.-L. Frison, D. Lo Seen, and P. Lecomte, "Analysis of ERS-1 scatterometer data over land surfaces. Preliminary results," in *Proc. 2nd ERS-1 Symp.*, Hamburg, Germany, Oct. 11-14, 1993, pp. 393-397.
- [10] E. Mougin, A. Lopes, P.-L. Frison, and C. Proisy, "Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 16, no. 2, pp. 391-398, 1995.
- [11] Y. Kerr and R. Magagi, "Use of the ERS-1 wind-scatterometer data over land surfaces: Arid and semi-arid lands," in *Proc. 2nd ERS-1 Symp.*, Hamburg, Germany, Oct. 11-14, 1993, pp. 383-388.
- [12] V. Wismann, K. Boehnke, and C. Schmullius, "Radar signatures of land surfaces measured by the ERS-1 scatterometer," in *Proc. 2nd ERS-1 Symp.*, Hamburg, Germany, Oct. 11-14, 1993, pp. 405-410.
- [13] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. II. Reading, MA: Addison-Wesley, 1982.
- [14] R. Francis, G. Graf, P. G. Edwards, M. McCaig, C. McCarthy, P. Dubock, A. Lefebvre, B. Pieper, P. Y. Pouvreau, R. Wall, F. Wechsler, J. Louet, and R. Zobl, "The ERS-1 spacecraft and its payload," *ESA Bull.*, vol. 65, pp. 27-48, 1991.
- [15] P. Lecomte and E. P. W. Attema, "Calibration and validation of the ERS-1 wind-scatterometer," in *Proc. 1st ERS-1 Symp.*, Cannes, France, Nov. 4-6, 1993, pp. 19-29.
- [16] I. J. Birrer, E. M. Bracalante, G. J. Dome, J. Sweet, and G. Berthold, " σ^0 signature of the Amazon rainforest obtained from the Seasat scatterometer," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GRS-20, pp. 11-17, 1982.
- [17] K. C. McDonald, M. C. Dobson, and F. T. Ulaby, "Modeling multi-frequency backscatter from a walnut orchard," in *Proc. IGARSS'91 Symp.*, Espoo, Finland, June 3-6 1991, pp. 1125-1128.
- [18] R. E. Fisher, "Standard deviation of scatterometer measurements from space," *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, vol. GE-10, pp. 106-113, 1972.
- [19] D. J. Q. Carter, "On-ground verification and in-orbit performance prediction of the ERS-1 wind scatterometer," in *Proc. IGARSS'86 Symp.*, Zürich, Switzerland, Sept. 8-11 1986, pp. 175-180.
- [20] D. Long and P. Hardin, "Vegetation studies of the Amazon basin using enhanced resolution Seasat scatterometer data," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 32, no. 2, pp. 449-460, 1994.
- [21] J. S. Olson, "World ecosystems (WE1.4)," Global Ecosyst. Database, V1.0: Disc A. Boulder, CO: Nat. Geophys. Data Ctr., 1992.
- [22] P. Lecomte, personal communication.

P.-L. Frison, photograph and biography not available at the time of publication.

E. Mougin, photograph and biography not available at the time of publication.

Article n° 3

Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data

P. L. FRISON and E. MOUGIN

Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, CNES/CNRS/UPS, bpi 2801,
18 avenue Edouard Belin, 31055 Toulouse Cedex, France

(Received 16 December 1995; in final form 4 March 1996)

Abstract. ERS-1 wind scatterometer (WSC) data is analysed over a wide range of terrain types for the period May 1992–April 1994. Comparison is made with Global Vegetation Index (GVI) data for the monitoring of vegetation dynamics. Results show that WSC data display a well-pronounced seasonality over most vegetated surfaces. The highest sensibility to vegetation dynamics is found over semi-arid regions and boreal zones. In these two cases, there is a marked seasonality in environmental parameters which is well depicted by σ^0 temporal profiles. However, the sensibility of the ERS-1 response is much less pronounced over densely vegetated surfaces. In spite of its low spatial resolution, the usefulness of a C-band scatterometer for monitoring vegetation dynamics is shown.

1. Introduction

On a continental scale, terrestrial vegetation exhibits strong seasonal and interannual fluctuations associated to change in environmental variables. The understanding of the vegetation dynamics on a long-term basis thus requires repetitive observations over many years, at temporal and spatial scales compatible with regional processes. Such a monitoring has become possible with the launch of space-borne sensors, firstly, with the meteorological satellites of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) series and secondly, with the passive microwave radiometers; since 1978 with the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) and since 1987 with the Spatial Sensor Microwave Imager (SSM/I). These two types of sensors, operating at different wavelengths, have shown potential for vegetation monitoring (e.g., Justice *et al.* 1985, 1989, Malingreau 1986). Nowadays, the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) derived from the red and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on board the NOAA satellites is extensively used for vegetation phenology monitoring. In the microwave domain, indices based on the difference between vertically and horizontally brightness temperatures recorded at 37 GHz, have been related to canopy and soil parameters (Choudhury 1989).

In contrast, multi-year active microwave data of the entire earth surface is only available since July 1991 with the launch of a wind scatterometer (WSC) carried on the European Remote Sensing satellite ERS-1. The ERS-1 WSC is the first instrument to operate at C-band and the third space-borne scatterometer after the Ku-band systems on board Skylab in 1973 (Moore *et al.* 1974) and on board Seasat-A in 1978 (Johnson *et al.* 1980). Primarily designed for estimating wind speed and wind direction over sea surfaces, space-borne scatterometers have shown considerable potential for terrestrial applications as was first highlighted by Kennett and Li, using

Seasat-A Scatterometer (SASS) data (Kennett and Li, 1989 a, 1989 b) and more recently by Mougin *et al.* (1993, 1995) and Frison and Mougin (1996) using ERS-1 WSC data. Acquired since July 1991, the latter represents the first and unique multi-temporal dataset acquired by a coarse resolution active microwave instrument, as the two first systems only operated during short periods, that is, one week and three months for Skylab and SASS, respectively.

The objective of this paper is to investigate whether the signal delivered by the C-band ERS-1 WSC can be related to vegetation seasonality on global and regional scales. To this end, we examine the σ^0 global dataset acquired over a two-year period from May, '92 to April '94. We believe that the present dataset, picturing at least two growing seasons, allow us to conclude about the usefulness of ERS-1 WSC data for the monitoring of vegetation dynamics. In the first section, global σ^0 statistics are extracted and analysed over large continental regions. In the second section, we focus on a small number of sample areas representing different vegetation types encountered throughout the world. Over these selected areas, we compare the radar signal with NOAA/AVHRR Global Vegetation Index (GVI) data in order to yield a preliminary interpretation of the observations, given that GVI response over vegetated areas is closely related to vegetation phenology. Finally, we point out regions for which ERS-1 WSC data appear particularly relevant for land surface monitoring.

2. Description of the data sets

2.1. The ERS-1 wind scatterometer data

The ERS-1 WSC operates at C-band (5.3 GHz) with VV polarization. The spatial resolution is coarse, about 50 km. The radar signal is continuously delivered and analysed by three sideway antennae: one pointing normal to the satellite flight path (midbeam antenna) and the two others pointing 45° forward (forebeam antenna) and 45° backward (aftbeam antenna) (Francis *et al.* 1991). The three antennae illuminate a 500 km wide swath, in a quasi-simultaneous mode, as the satellite moves along its orbit. Across the swath, local incidence angles are ranging from about 18° to 47° for the midbeam and from 25° to 59° for the two other antennae. In the case of the 35-day repeat cycle, the theoretical temporal repetitivity is about 4–5 days; however, due to SAR coverage which prevents WSC acquisition, the actual repetitivity may be less than 10 days, depending on the regions considered. Over Europe and North America, available data is scarce (Frison and Mougin 1996).

Data delivered by the European Space Agency (ESA) consists, for each antenna, in a series of products including 19×19 (361) values or 'nodes' corresponding to measurements acquired over a surface of about 500 km \times 500 km. The data is given on a 25 km grid spacing from 85° N to 80° S. For each node, we obtain the following information: backscattering coefficient σ^0 , longitude and latitude, time of acquisition, incidence and azimuthal angles. Since the launch of ERS-1, 3 different repeat cycles of 3, 35, 3 and 168 days were experienced during the periods July 1991–March 1992, April 1992–December 1993, January 1994–March 1994 and April 1994–March 1995, respectively. In March 1995, the satellite returned to a 35-day repeat cycle. Calibrated data is only available since mid-April 1992 (Lecomte and Attema 1993). A very good radiometric stability of the instrument and an excellent intercalibration between antennae over the first two years have been observed together with a radiometric resolution better than 0.3 dB (Frison and Mougin 1996).

2.2. The Global Vegetation Index data

On a daily basis, GVI weekly data is computed from AVHRR GAC (Global Area Coverage) from 75° N to 55° S, as the normalized difference between channel 2 (near-infrared) and channel 1 (visible). The weekly GVI maps are then derived from the daily maps applying the 7-day maximum value compositing (MVC) procedure in order to minimize cloud contamination and off-nadir viewing effects. The nominal pixel size is 16 km at the equator. Due to their large temporal and spatial coverage, GVI data has been widely used in numerous studies and has shown potential in the monitoring of vegetation dynamics at global and regional scales (e.g., Justice *et al.* 1985, Malingreau 1986). In spite of obvious limitations when using GVI data, the seasonal vegetation cycles are usually well depicted by temporal signals. Observed artefacts, which are attributed to atmospheric perturbations, are removed by using a simple filter (Lo Seen *et al.* 1993). For the selected sites, temporal profiles of NDVI values are extracted and averaged over a 3 × 3 GVI pixel window in order to increase their representativity. The period considered is from May 1992 to December 1993.

3. Analysis of global σ^0 signatures

Monthly global σ^0 images of the world are produced following a procedure described in Mougin *et al.* (1995) and Frison and Mougin (1996). For this purpose, the world is divided in 0.25° × 0.25° elementary cells where the mean backscattering coefficient (in dB) is estimated with a linear function of incidence angle θ (Kennett and Li 1989 a):

$$\sigma_{dB}^0 = A + B(\theta - 45^\circ) \quad (1)$$

where A and B denote the backscattering coefficient at 45° of incidence angle and the slope of σ^0 with θ , respectively. A and B depend on surface characteristics.

The σ^0 statistics are extracted from monthly images over the large 'uniform' terrain types previously identified by Kennett and Li (1989 a). The location of the 23 sample windows is indicated on figure 1 and table 1 gives their main characteristics and coordinates. Mean values of A and B obtained from data acquired by the forebeam antenna, are given in table 2 for the period May 1992–December 1993. The period between January 1994 and April 1994, corresponding to the 3-days repeat cycle, is not taken into account in this analysis, due to its weak coverage on earth. Furthermore, ice-covered regions of Greenland and Antarctica are not taken into consideration.

Over these large regions, monthly A values range from −16.3 dB to −7.9 dB. This yields an overall dynamics of about 9 dB. Nevertheless, on a local scale, values higher than −7 dB and values lower than −26 dB can be observed. According to their mean annual values, four groups of vegetation types can be discriminated (see table 3), with the exception of the deciduous forests and croplands of Eurasia (11) which show a slightly higher value (about −10.5 dB) than those of their corresponding group. Maximum values are reached for dense tropical forests for which the signal saturates at about −7.8 dB. Tropical vegetation (monsoon forest and savannahs) with high standing biomass, also exhibits a level close to saturation during the peak of the growing season. In contrast, the lowest responses occur for areas with short vegetation (steppes and tundra). Vegetation of temperate and sub-tropical regions present intermediate values. At large incidence angles (here $\theta = 45^\circ$), it is thus apparent that the backscattering coefficient increases as a function of the density of vegetation cover.

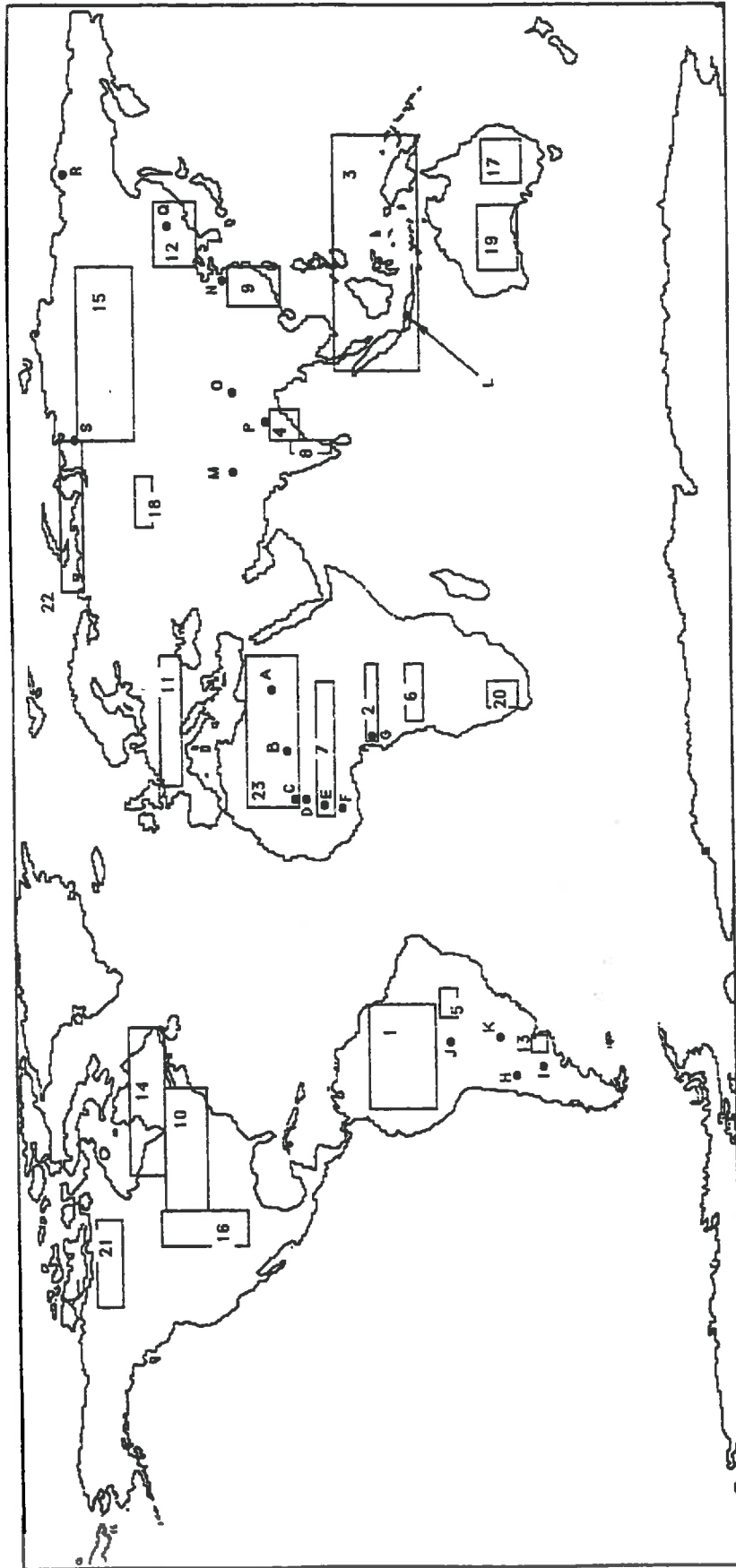


Figure 1. Location of large regions and selected sites (●) retained for the study.

Table 1. Characteristics of land surface types retained for the global analysis (after Kennett and Li 1989 a).

Region	No.	Terrain	Latitude (°)		Longitude (°)	
Amazon basin	1	Tropical rainforest	12 S	3 N	75 W	51 W
Congo basin	2		0 N	3 N	10 E	28 E
Indonesia	3		10 S	9 N	96 E	150 E
E. India	4	Monsoon forest	17 N	24 N	80 E	87 E
Southern Brazil	5	Savannah	17 S	13 S	54 W	47 W
Mid-Africa	6		10 S	6 S	15 E	28 E
Sahel	7	Croplands	10 N	14 N	7 W	24 E
India	8		10 N	19 N	77 E	80 E
China	9		21 N	33 N	111 E	120 E
Eastern USA	10	Deciduous forest and croplands	40 N	50 N	98 W	70 W
Eurasia	11		45 N	50 N	0 E	30 E
Manchuria	12	Prairie	40 N	50 N	120 E	135 E
Argentina pampas	13		38 S	34 S	62 W	58 W
Canada	14	Needleleaf forest	50 N	58 N	90 W	56 W
Russia	15		55 N	68 N	80 E	120 E
Central USA	16	Steppe	31 N	51 N	106 W	98 W
E. Australia	17		34 S	25 S	139 E	149 E
Kirghiz (Russia)	18		51 N	55 N	60 E	72 E
W. Australia	19	Desert and grassland	33 S	24 S	119 E	134 E
Kalahari S. Africa	20		32 S	25 S	18 E	24 E
Canada	21	Tundra	60 N	66 N	120 W	100 W
Russia	22		67 N	72 N	45 E	80 E
Sahara	23	Desert	18 N	30 N	5 W	30 E
World average	24		77 S	77 N	0 E	360 E

On the whole, most surfaces exhibit small σ^0 seasonal variations, varying from 0.1 dB to a maximum of 4.3 dB with an average of about 0.5 dB. The signal is the most stable over the tropical rainforests (variation of about 0.2 dB), whereas marked variation occurs over regions which experience contrasted seasons, such as arid lands (steppe and savannah) and boreal regions (tundra). For these regions, the alternance of dry/wet seasons or thawed/frozen periods leads to drastic changes in surface parameters and consequently in the backscattering coefficient σ^0 . In particular, over boreal regions, a variation of more than 10 dB can be observed, on a local scale, during the snow-thawing period in spring.

Interannual variations also are small. Monthly values from one year to another may vary significantly over regions with marked seasons i.e., arid lands and boreal regions. In this latter case, differences may reach maximum values of about 1.5 dB. Mean annual B values vary from 0.08 dB/° to 0.27 dB/°. Overall, steep slopes corresponds to unvegetated areas whereas small B values indicate densely vegetated regions. Seasonal variations display little change, except for certain regions like the tundra zone (region 21), which present smaller values during wintertime (0.16 dB/°) compared with summertime (0.34 dB/°). However, the interpretation of such behaviour requires further detailed studies.

These results compare well with observations made with Ku-band/VV SASS data obtained in 1978 over the same regions and over the same period, that is July-September (Kennett and Li 1989 a). Particularly, world average values show no difference between ERS-1 and Seasat data (Frison and Mougin 1996).

Table 2. Global statistics of *A* and *B* parameters for the 23 selected large regions over the period May 1992–December 1993. The first value corresponds to $-A$ (dB) and the second to $-B/(dB^\circ)$. (Forebeam antenna).

	May 1992	June 1992	July 1992	August 1992	September 1992	October 1992	November 1992	December 1992	January 1993	February 1993	March 1993	April 1993	Annual mean	Std. Dev.
1	8.2 0.09	8.3 0.09	8.3 0.09	8.3 0.09	8.3 0.09	8.4 0.09	8.3 0.09	8.2 0.09	8.2 0.09	8.1 0.09	8.1 0.09	8.1 0.09	8.2 0.09	0.1 0.00
2	8.0 0.08	8.0 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	8.0 0.09	8.1 0.08	8.1 0.08	8.0 0.08	8.0 0.09	0.1 0.00
3	8.7 0.10	8.7 0.10	8.7 0.10	8.7 0.10	8.7 0.10	8.7 0.10	8.6 0.10	8.6 0.10	8.6 0.10	8.6 0.10	8.7 0.10	8.6 0.09	8.7 0.10	0.1 0.00
4	11.0 0.10	10.7 0.11	9.4 0.12	8.6 0.12	8.9 0.12	9.3 0.14	10.3 0.10	10.9 0.11	11.1 0.10	11.2 0.10	11.2 0.09	11.0 0.10	10.2 0.11	1.2 0.01
5	10.1 0.07	10.8 0.08	11.2 0.07	11.4 0.07	10.1 0.09	10.1 0.09	9.5 0.09	9.2 0.10	9.5 0.08	9.3 0.09	9.7 0.08	9.9 0.07	10.0 0.08	0.7 0.01
6	9.9 0.07	10.6 0.05	11.2 0.06	11.4 0.07	11.0 0.07	10.2 0.08	9.6 0.09	9.7 0.10	9.9 0.10	10.0 0.09	9.9 0.09	9.7 0.08	10.2 0.08	0.6 0.02
7	13.4 0.10	13.0 0.10	11.7 0.11	10.4 0.09	10.4 0.08	11.6 0.08	12.8 0.07	13.4 0.08	13.7 0.09	13.8 0.09	13.8 0.09	13.7 0.09	12.5 0.09	1.7 0.01
8	12.1 0.12	11.6 0.12	11.3 0.14	10.5 0.13	10.6 0.13	10.7 0.11	10.5 0.13	11.2 0.10	11.6 0.10	11.8 0.10	11.9 0.11	12.1 0.11	11.3 0.12	0.7 0.01
9	9.4 0.11	9.4 0.12	9.5 0.11	9.7 0.10	9.8 0.12	10.4 0.12	10.7 0.13	10.5 0.13	9.9 0.14	10.1 0.11	9.7 0.13	9.7 0.11	9.9 0.12	0.4 0.01
10	11.1 0.12	11.0 0.13	10.3 0.12	10.8 0.11	10.6 0.11	11.3 0.12	11.1 0.14	11.9 0.14	11.8 0.14	12.1 0.15	11.6 0.14	10.8 0.13	11.2 0.13	0.6 0.01
11	11.0 0.13	10.4 0.14	10.2 0.12	10.0 0.12	10.4 0.13	11.2 0.14	13.1 0.14	13.7 0.13	13.8 0.13	13.6 0.13	12.6 0.14	11.7 0.13	11.6 0.13	1.7 0.01
12	11.9 0.13	11.6 0.13	12.0 0.13	12.0 0.17	11.4 0.16	11.6 0.18	12.0 0.11	12.1 0.11	12.3 0.10	12.0 0.08	12.2 0.07	11.2 0.10	11.8 0.12	0.4 0.03
13	12.3 0.15	11.3 0.13	10.8 0.12	10.8 0.13	10.7 0.14	12.0 0.14	12.7 0.14	12.4 0.13	11.3 0.13	12.1 0.13	12.4 0.14	12.7 0.15	11.7 0.14	0.9 0.01
14	11.4 0.11	10.6 0.10	10.4 0.10	10.8 0.09	11.5 0.11	12.3 0.12	12.7 0.11	12.6 0.11	12.6 0.10	12.8 0.11	12.9 0.11	12.4 0.11	11.8 0.11	1.1 0.01
15	14.4 0.11	12.6 0.14	12.2 0.12	11.9 0.10	13.0 0.10	14.0 0.12	13.8 0.16	14.6 0.18	14.5 0.18	13.9 0.18	14.0 0.19	14.2 0.15	13.5 0.14	1.1 0.03
16	14.8 0.12	15.2 0.10	15.3 0.11	15.0 0.12	14.8 0.09	14.6 0.09	14.6 0.10	14.0 0.11	14.1 0.09	14.6 0.09	14.7 0.10	15.1 0.09	14.7 0.10	0.4 0.01
17	14.3 0.13	13.7 0.12	13.4 0.13	12.5 0.10	14.3 0.12	14.6 0.17	14.6 0.19	15.2 0.18	15.8 0.17	15.5 0.17	15.3 0.18	13.0 0.18	14.2 0.15	1.2 0.03
18	14.8 0.09	14.5 0.08	15.0 0.07	14.6 0.08	14.5 0.09	14.1 0.09	14.9 0.08	14.9 0.09	15.0 0.10	15.0 0.09	15.3 0.09	15.1 0.10	14.8 0.09	0.4 0.01
19	14.3 0.13	14.4 0.13	14.4 0.13	14.3 0.13	14.2 0.12	14.2 0.12	14.1 0.12	14.0 0.12	14.0 0.12	14.0 0.12	13.9 0.10	14.1 0.12	14.2 0.12	0.2 0.01
20	12.3 0.15	12.0 0.12	---	11.9 0.16	13.5 0.13	10.3 0.16	14.5 0.16	13.3 0.16	13.3 0.15	13.1 0.15	13.0 0.16	12.7 0.20	12.6 0.15	1.4 0.02
21	14.6 0.17	15.2 0.16	11.6 0.13	12.3 0.14	12.9 0.14	15.4 0.16	15.5 0.17	15.4 0.17	15.5 0.18	15.6 0.18	15.8 0.18	15.9 0.19	14.2 0.16	2.2 0.02
22	15.4 0.17	15.2 0.17	15.2 0.17	15.2 0.17	15.2 0.17	15.2 0.17	15.4 0.17	15.4 0.17	15.6 0.17	15.5 0.17	15.4 0.17	15.2 0.17	15.3 0.17	0.1 0.00
23	11.2 0.14	11.0 0.13	10.9 0.13	10.9 0.13	11.0 0.13	11.2 0.14	11.3 0.14	11.4 0.14	11.5 0.14	11.4 0.14	11.4 0.14	11.3 0.14	11.2 0.14	0.2 0.00

	May 1993	June 1993	July 1993	August 1993	September 1993	October 1993	November 1993	December 1993	Annual mean	Std. Dev.
1	8.2 0.10	8.2 0.09	8.3 0.09	8.4 0.09	8.3 0.09	8.3 0.09	8.2 0.09	8.1 0.09	8.2 0.09	0.1 0.00
2	8.0 0.08	8.0 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	7.9 0.09	8.0 0.09	7.9 0.08	8.0 0.10	7.9 0.09	0.1 0.01
3	8.7 0.10	8.6 0.10	8.6 0.10	8.8 0.10	8.8 0.10	8.7 0.10	8.6 0.10	8.5 0.10	8.7 0.10	0.1 0.00
4	11.1 0.09	10.3 0.11	9.4 0.11	8.9 0.09	8.3 0.10	8.8 0.14	9.9 0.09	10.5 0.11	9.6 0.11	1.1 0.02
5	10.4 0.07	10.9 0.06	11.2 0.06	11.3 0.06	11.0 0.07	10.4 0.09	10.4 0.08	9.8 0.10	10.6 0.07	0.6 0.02
6	10.0 0.06	10.8 0.06	11.2 0.06	11.3 0.07	10.8 0.07	10.0 0.09	9.8 0.09	9.6 0.09	10.4 0.07	0.7 0.01
7	13.6 0.09	12.9 0.10	11.9 0.10	10.7 0.10	10.5 0.09	11.7 0.08	12.8 0.08	13.6 0.09	12.1 0.09	1.5 0.01
8	12.1 0.12	11.8 0.12	11.4 0.14	11.0 0.14	10.8 0.11	10.4 0.11	10.4 0.10	10.4 0.10	11.0 0.12	0.7 0.02
9	9.7 0.12	9.2 0.11	9.4 0.12	9.4 0.11	9.6 0.11	9.9 0.12	9.7 0.13	10.0 0.13	9.6 0.12	0.3 0.01
10	10.1 0.13	10.4 0.14	10.2 0.12	10.4 0.11	10.5 0.12	11.0 0.12	10.9 0.15	10.4 0.15	10.5 0.13	0.3 0.02
11	10.7 0.12	10.3 0.12	10.3 0.12	10.5 0.11	10.2 0.14	10.4 0.14	10.5 0.13	9.2 0.16	10.2 0.13	0.5 0.02
12	11.2 0.12	10.4 0.13	9.8 0.12	9.6 0.11	10.1 0.11	11.0 0.13	12.2 0.14	13.4 0.13	10.8 0.12	1.3 0.01
13	11.5 0.13	11.7 0.13	12.0 0.16	12.5 0.16	11.9 0.12	12.0 0.15	11.5 0.13	12.4 0.10	11.9 0.14	0.4 0.02
14	11.9 0.15	11.0 0.12	10.9 0.12	11.0 0.12	11.1 0.13	12.1 0.14	12.4 0.14	12.3 0.14	11.5 0.13	0.7 0.01
15	11.5 0.11	10.4 0.10	10.3 0.09	10.5 0.09	11.0 0.10	12.2 0.12	12.6 0.12	12.4 0.11	11.3 0.11	1.0 0.01
16	13.4 0.13	13.3 0.11	12.8 0.11	12.3 0.12	13.6 0.12	14.2 0.14	14.7 0.17	15.0 0.17	13.6 0.13	1.0 0.02
17	14.7 0.10	14.8 0.11	14.0 0.13	14.5 0.09	14.0 0.10	14.1 0.09	14.3 0.11	14.2 0.11	14.3 0.11	0.3 0.01
18	14.1 0.14	12.4 0.13	12.9 0.13	12.6 0.11	12.7 0.13	13.9 0.18	15.9 0.19	16.3 0.19	13.6 0.15	1.6 0.03
19	15.2 0.10	15.0 0.09	15.2 0.09	15.0 0.08	15.1 0.08	15.0 0.08	14.9 0.09	14.9 0.09	15.0 0.09	0.1 0.01
20	14.1 0.11	14.4 0.13	14.4 0.12	14.3 0.12	14.2 0.12	14.0 0.12	14.0 0.11	14.4 0.13	14.2 0.12	0.2 0.01
21	13.4 0.34	12.0 0.14	12.2 0.18	12.2 0.14	12.4 0.15	14.4 0.17	14.5 0.14	14.2 0.15	13.0 0.18	1.2 0.07
22	15.6 0.19	12.1 0.15	11.8 0.13	12.3 0.15	12.6 0.14	14.5 0.17	14.7 0.17	14.5 0.17	13.3 0.16	1.7 0.02
23	15.2 0.17	15.1 0.17	15.0 0.17	15.2 0.17	15.2 0.17	15.0 0.17	15.4 0.17	15.8 0.18	15.2 0.17	0.3 0.00
24	11.2 0.14	11.0 0.13	10.9 0.13	10.9 0.13	11.0 0.13	11.3 0.14	11.4 0.14	11.4 0.14	11.1 0.14	0.2 0.01

Table 3. Concordance between vegetation types and backscattering coefficient values.

A values (dB)	Vegetation type	No.
A > -9	Tropical rainforests	1, 2, 3
-11 < A < -9	Savannahs	4, 5, 6, 9
-12 < A < -11	Forests and croplands	8, 10, 12, 13, 14, 15
A < = -12	Steppes and tundra	7, 16, 17, 18, 21, 22

4. Analysis of WSC signatures over selected sites

From the above observations, it appears that ERS-1 WSC data exhibit seasonal variations in relation to changes in vegetation or in surface parameters. In the following paragraph, these temporal variations are examined for selected sites picturing various vegetation types encountered throughout the world. The selection of vegetation types is based on available global vegetation maps, particularly that of Olson *et al.* (1985) and UNESCO (1980) for South America. The selected sites are located in Africa, Asia, South America and Siberia. The vegetation types and their coordinates are listed in table 4. The general location of the selected sites is shown in figure 1. The period considered is May 1992 until April 1994. For each site, GVI temporal profiles are extracted and compared to WSC data. For the latter, data acquired by the three antennae during ascending and descending passes are combined together as azimuthal effects can be neglected over most vegetated surfaces (Frison and Mougin 1996). The size of the sample window corresponds approximately to a ERS-1 resolution cell i.e., to 3 × 3 GVI cells.

Table 4. Characteristics of the selected sites retained for the analysis on a local scale.

Region	Letter	Vegetation type	Latitude (°)	Longitude (°)
Africa				
Tenere, Niger	A	Sand dune desert	19.7 N	9.8 E
Chiapo, Libya	B	Rocky desert	23 N	23.1 E
Gourma, Mali	C	Saharo-Sahelian steppe	16.5 N	1.5 W
Gourma, Mali	D	Sahelian steppe	15 N	1.5 W
Burkina Faso	E	Sudanian savannah	11 N	3 W
Ivory Coast	F	Seasonal forest	7 N	4 W
Gabon	G	Tropical rainforest	0	12 E
South America				
Argentina	H	Drought deciduous forest	31.8 S	65.8 W
Argentina	I	Permanent grazing land	34.5 S	64.8 W
Brazil	J	Tropical flooded grassland	16.8 S	58.0 W
Argentina	K	Grassland with palms	28.8 S	56.5 W
Asia				
Indonesia, Java	L	Rice	6.4 S	107.7 E
India, Punjab	M	Crops	31.1 N	74.5 E
China, Jiangsu	N	Crops	32.5 N	120 E
Tibet, Lhasa	O	Grasses	31 N	92.6 E
India, Jaridih	P	Seasonal tropical forest	23.8 N	86 E
China, Boli	Q	Cold temperate forest	45.8 N	130.8 E
Boreal zone				
Siberia, NE	R	Tundra	71 N	143 E
Siberia, NW	S	Wood-Tundra	67.5 N	82 E

4.1. Main vegetation types of Africa

Over Africa, seven terrain types including two desert classes are selected. For convenience, all the sites are located in the Northern hemisphere. However, similar observations can be made in the Southern part. The σ^0 temporal profiles are displayed for two angular ranges, namely at 18° – 25° (σ_{20}^0) and at about 45° (σ_{45}^0) (figures 2(a) to 2(l)). Data over deserts is only given at 45° of incidence angle for the forebeam antenna.

As expected, GVI values over desert regions are low and show almost no temporal variation. The same observation can be made for the σ^0 plot acquired over the rocky desert in Libya (figure 2(a)). In this case, the observed scattering in σ^0 values is due to the scene heterogeneity in terms of surface roughness and slopes. On the contrary, data over the sand-dune desert show large variations up to 8 dB within a time-scale of a few days (figure 2(b)). These variations of several dB, also observed with altimeter data, may come from changes in small-scale surface roughness, produced by wind-blown sand (Cudlip *et al.* 1993).

Figures 2(c) to 2(j) show temporal GVI and σ^0 plots for areas located along a north–south gradient of vegetation in West Africa, ranging from the Saharo–Sahelian steppe to the tropical evergreen forest. In this region, the phenology of vegetation is mainly determined by rainfall, particularly for herbaceous species. The duration of the rainy season as well as the amount of precipitation increase from north to south. Consequently, vegetation density roughly increases along this climatic gradient. Grass development starts after the first rains, usually occurring in spring and senescence is associated with the end of the rainy season usually in September–October. During the long dry season, there is no green vegetation apart from some trees and shrubs.

For the Saharo–Sahelian site (figures 2(c), 2(d)), the GVI profile remains almost stable at low values. No clear vegetation cycle can be detected. In contrast, the σ_{45}^0 plot exhibits a marked seasonality. Maximum values of about -15.4 dB are observed in August at the peak of the rainy season, whereas low values around -19 dB are found during the dry period from September to May. The yearly amplitude reaches 3.6 dB. On the other hand, the σ_{20}^0 plot is not sensitive to the vegetation cycle but depends on soil parameters (moisture and roughness).

The Sahelian site (figures 2(e), 2(f)), shows a marked seasonality associated with the development and senescence of annual grasses during the rainy season. The vegetation cycle is particularly well depicted both by the GVI and σ_{45}^0 plots. In July, the vegetation growth is associated with an increase in the σ_{45}^0 values up to a maximum in August which corresponds to the maximum of biomass, followed by a prompt decrease at the end of the growing season in September. The yearly amplitude reaches 5.5 dB. In contrast, a reduced seasonality of the σ_{20}^0 plot is observed. For the year 1993, σ_{20}^0 and σ_{45}^0 plots have similar shapes with a time-lag of about two weeks between the two curves.

The Sudanian savannah exhibits similar patterns (figures 2(g), 2(h)). A higher vegetation density is well reflected by increasing GVI values. The σ_{20}^0 and σ_{45}^0 plots are comparable. In particular, there is no time-lag between the σ_{20}^0 profile and the GVI curve. The yearly amplitude reaches about 4 dB.

Figures 2(i), 2(j) display the temporal plots for the seasonal deciduous forest. The GVI plot still shows a marked seasonality, with the lowest values occurring during the dry season in December–March. Low values observed in July–August are attributed to the presence of clouds. In contrast, the seasonality of the σ^0 plots

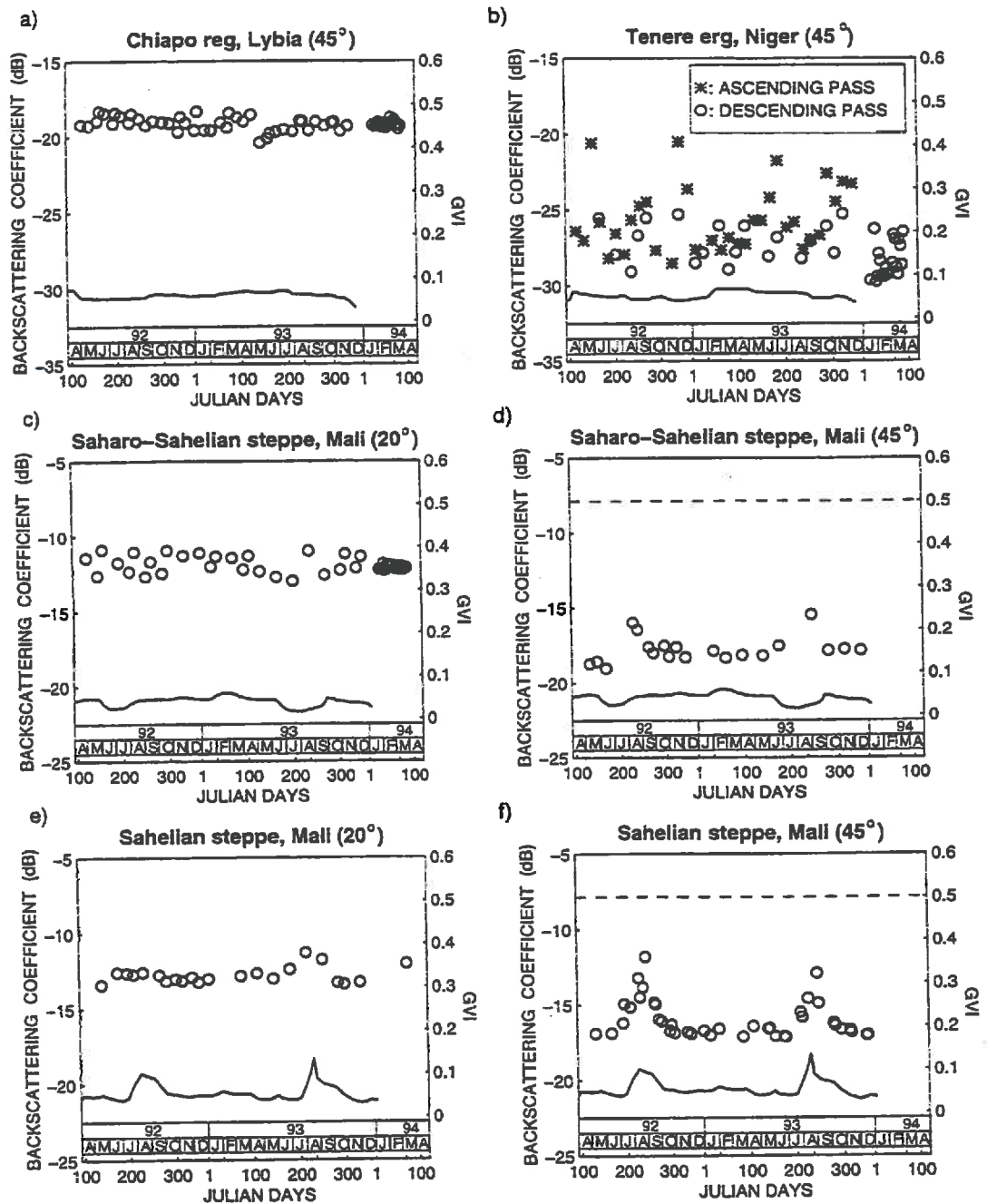
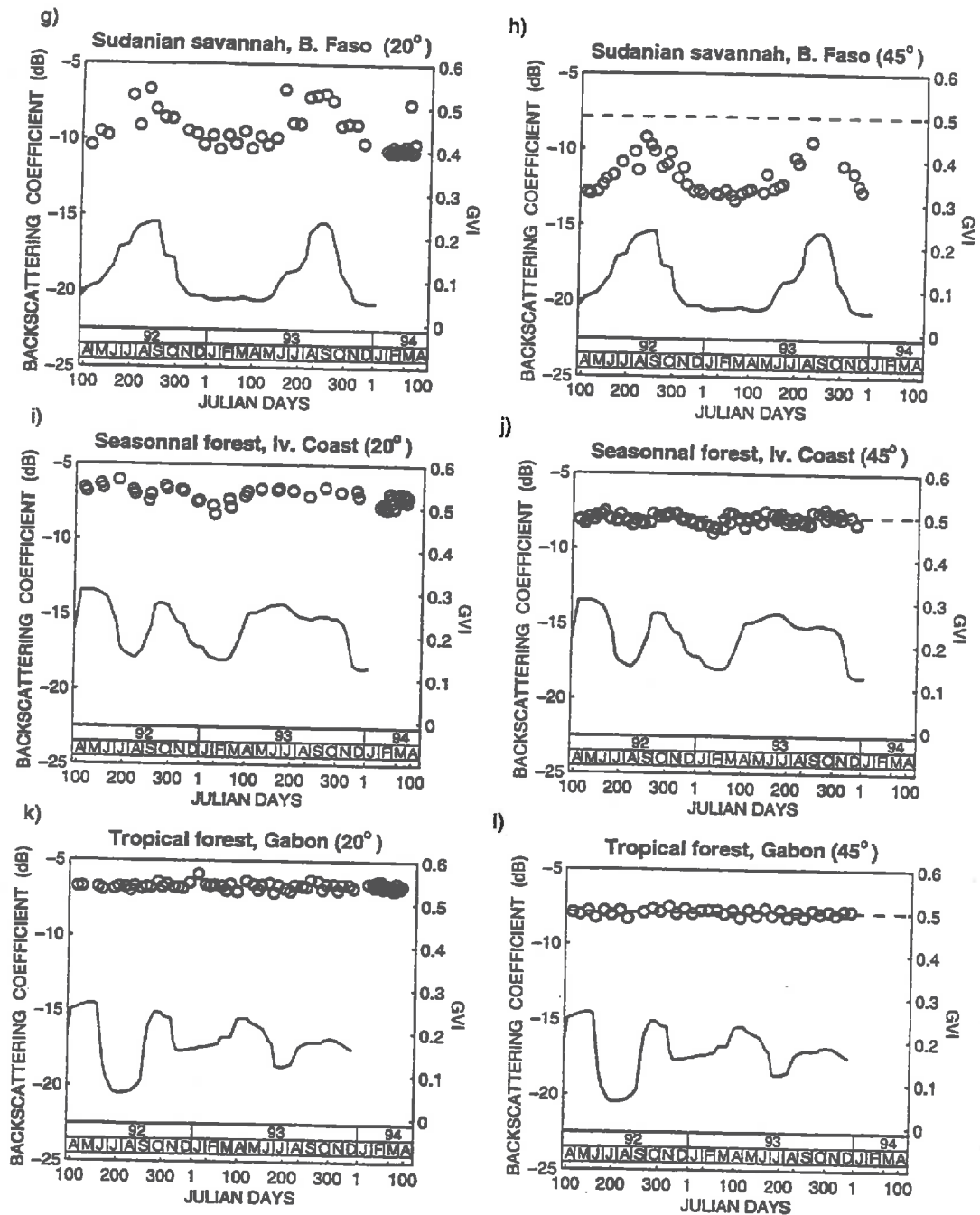


Figure 2. Temporal variation of the backscattering coefficient σ^0 (○) and GVI (—) over various vegetation types of Africa (May 1992–April 1994).

is significantly reduced. A slight decrease is observed during the dry period, and the yearly amplitude is about 1.5 dB.

As expected, the evergreen rainforest (figures 2(k), 2(l)) shows a very stable σ^0 profile, characterized by high values. At 45° of incidence angle, σ^0 reaches a value of -7.8 dB which can be considered as the saturation level at C-band as long as only volume scattering is concerned. For comparison purposes, this saturation level is indicated on the different figures. Slight variations around this value are due to



differences between acquisitions made during ascending or descending passes, that is at different times of the day (Frison and Mougin 1996). On the other hand, the GVI plot is strongly affected by cloud contamination.

For the above illustrations, the following observations can be made:

- (i) The σ_{45}^0 plots reflect the vegetation dynamics well. In particular, there is no time-lag between the radar profiles and the corresponding GVI curves. Both plots display a similar pattern, with maximum values being observed at the peak of the growing period, when vegetation density reaches its maximum.

- (ii) In most cases, the σ_{20}^0 curve shows a similar pattern with, nevertheless, reduced sensitivity to vegetation phenology. For areas with sparse vegetation, it is clear that σ_{20}^0 plots are mainly affected by soil surface parameters.
- (iii) For the considered vegetation types, there is a marked seasonality in the σ^0 plots. The maximum yearly amplitude of about 5.5 dB is found over the Sahel. From there, it decreases continuously from north to south. This is related to the fact that minimum σ^0 values (during the dry season) increase much faster than maximum values (at the peak of the rainy period) as we move southward. In particular, maximum values reach a saturation level at about -7.8 dB. Hence, the total amplitude strongly depends on the minimum σ^0 values which are related to the amount of living vegetation. Accordingly, the amplitude is higher in the northern part of the transect than in the southern part, where trees and perennial grasses become more and more abundant. In the south, the dry season values are close to saturation leading to a small annual amplitude.
- (iv) As a consequence to the increasing amount of living vegetation from north to south, the difference ($\sigma_{45}^0 - \sigma_{20}^0$) decreases along this gradient. This is particularly noticeable during dry season periods.

For the following sites, located in South America and Asia, only data acquired at an incidence angle of about 45° are shown, as the highest correlation with vegetation phenology was found at large incidence angles.

4.2. Main vegetation types of South America

For South America, four vegetation types are studied, namely a seasonal forest and three grasslands. Figure 3(a) shows a temporal plot for a drought deciduous forest in Argentina. The GVI curve exhibits a marked seasonality characterized by an increase in values from September to February followed by a decrease until June. From June to October, GVI values remain stable. The overall σ^0 plot follows the trend of the GVI curve, with a smaller sensitivity to leaf development. The yearly amplitude is about 2 dB. The permanent grazing land also shows contrasted seasonality. Overall concordance between the two datasets is found nevertheless, with a strong scatter in σ^0 data (figure 3(b)). GVI and σ^0 curves exhibit a large annual amplitude with a maximum occurring at the peak of the growing season in February. The yearly amplitude is high, of the order of 7 dB. Figures 3(c) and 3(d) show the response of two grassland types which exhibit opposite trends. In both cases, the vegetation seasonality is well depicted by the GVI plot. For the flooded grassland, due to the water background, GVI present low values (figure 3(c)). In this case, there is a good concordance between radar and GVI curves; the σ^0 plot exhibits a sinusoidal pattern, its maximum being in phase with the GVI peak. The grassland with palms shows an opposite trend (figure 3(d)). Lowest σ^0 values are found near the peak of the growing season whereas the highest values are observed at the beginning of vegetation development when the vegetation cover is still low (figure 3(d)). The overall decrease during the growing period is attributed to the increasing attenuation by the canopy layer as vegetation density increases. Such a behaviour is commonly observed over temperate crops with ERS-1 SAR images (e.g., Wooding *et al.* 1993). This trend is not found over flooded vegetation where the signal comes mainly from multiple scattering between the vegetation layer and the water surface.

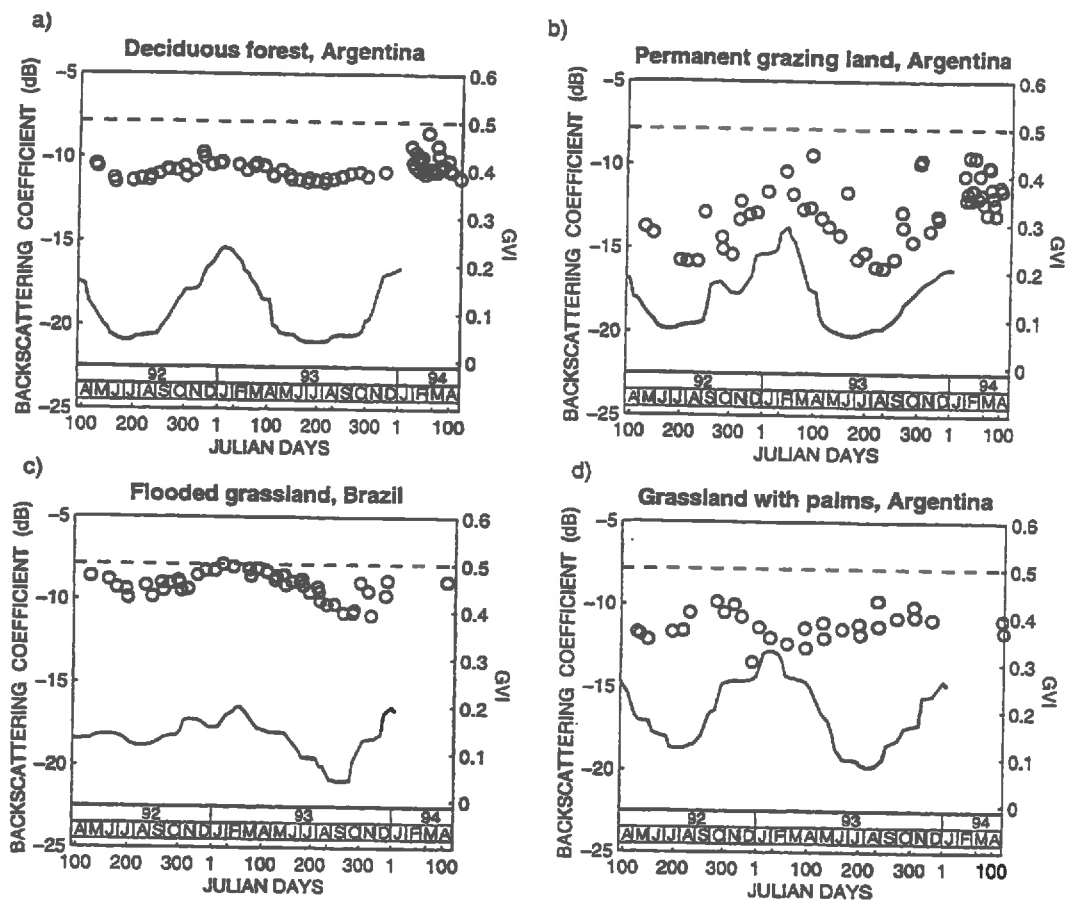


Figure 3. Temporal variation of the backscattering coefficient σ^0 (○) and GVI (—) over various vegetation types of South America (May 1992–April 1994).

4.3. Main vegetation types of Asia

For the Asian continent, six vegetation types are retained; three of them consist of tropical crops, the three others are natural vegetation. Most of them were identified and described by Malingreau (1986). Figure 4(a) to 4(c) display the temporal plots for the crop sites. The first site is a large rice production region located on the northern coast of Java. The two rice growing periods, corresponding to the rainy season (November–March) and to the dry season (April–July) respectively, are well depicted by the GVI curve (figure 4(a)). High values are observed at the peak of the growing season whereas low values are found during the fallow period. In contrast, the σ^0 plot shows overall high values throughout the year. Little seasonal variations are reflected by a yearly amplitude of about 1.5 dB. High values correspond to the peak of the rainy season (January), whereas the lowest values are observed at the end of the dry season (September). The rice development is detected during the rainy period whereas the dry period cycle is not reflected in the σ^0 temporal plot.

The second example shows the annual succession of rice and wheat crops in India (figure 4(b)). The GVI signal exhibits a regular pattern with slightly higher values for the wheat (December–April) than for the rice (June–October). After the senescent period, GVI values return to low values. A strong seasonality is also observed in the σ^0 curve where maximum values occur during the decay period of the rice cultivation. The backscattering coefficient starts to increase at the beginning

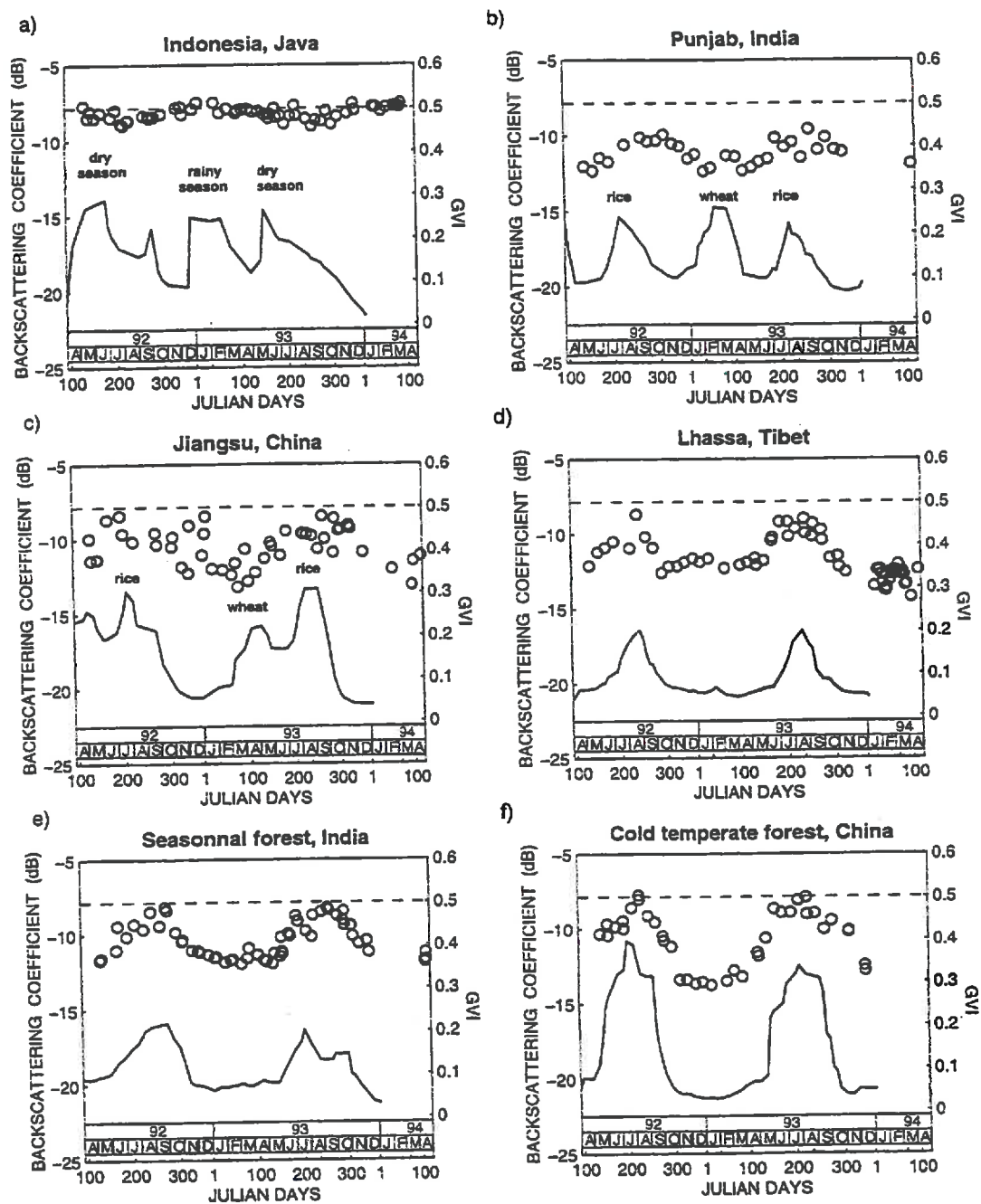


Figure 4. Temporal variation of the backscattering coefficient σ^0 (\circ) and GVI ($-$) over various vegetation types of Asia (May 1992–April 1994).

of the rice cycle, indicating the possibility to detect early stages of the rice development. The wheat cycle causes a slight variation of the σ^0 plot. The yearly amplitude reaches 2.7 dB. A time-lag of about 1–2 months is found between GVI and σ^0 maximums. Overall, the σ^0 curve is much broader than the GVI one.

The third example corresponds to a mixed cropping system in China (figure 4(c)). On a yearly basis, two crops of rice are grown followed by a winter crop such as wheat. The first rice is planted in May, the second is transplanted immediately after

the first harvest, without a transition period (Malingreau 1986). The wheat cycle starts in February and ends in April. On the GVI plot, the winter crop can easily be distinguished from the two rice crops. However, distinction between early and late maturing rice crops is difficult. The σ^0 plot shows a marked seasonality with a general trend depicting the rice cycles. However, the overall trend is masked by a strong scatter in σ^0 values. The yearly amplitude is about 5 dB. As for the previous example, the winter-crop cycle is not easily detected on the σ^0 plot and distinction between the two rice cycles is impossible. The radar signal begins increasing in April–May, during the early development stage of rice, but this stage cannot be observed in GVI values, because of the impact of open water on the GVI.

Figures 4(d) to 4(f) show temporal plots for natural vegetation, namely alpine grasses and forbs in Tibet, an Indian seasonal tropical forest and a cold-temperate forest in China. All examples exhibit an unimodal pattern. On the Tibetan plateau, the development of grasses and forbs after the snow-melting period is well depicted by both datasets (figure 4(d)). Low values are observed during the snowy period in winter and both signals start to increase in May. Apparently, there is no time-lag between the two signals but the GVI is characterized by a sharper profile. Similar observations can be made for the seasonal tropical forest in north-east India and with the Chinese cold temperate forest (figure 4(e), 4(f)). For the latter, there is a contrasted seasonality in both datasets with a somewhat less pronounced sensibility of the σ^0 plot. Overall, very good agreement is found between the two datasets.

4.4. Boreal regions

Figures 5(a) and 5(b) show typical temporal plots for two types of tundra located in Siberia. The tundra is characterized by a short vegetation, mainly composed of mosses and lichens. Dwarf trees, usually birches, are present on the southern edge. Boreal regions experience very low temperatures during most part of the year, with a short growing season extending from June to September. This strong seasonality is well reflected by both datasets. However, GVI data acquired during wintertime must not be taken into consideration, as low solar zenith angles lead to abnormal values. For the two sites, the σ^0 curve has a complex form whose interpretation is not straightforward. In figure 5(a), the beginning of the winter is associated with an

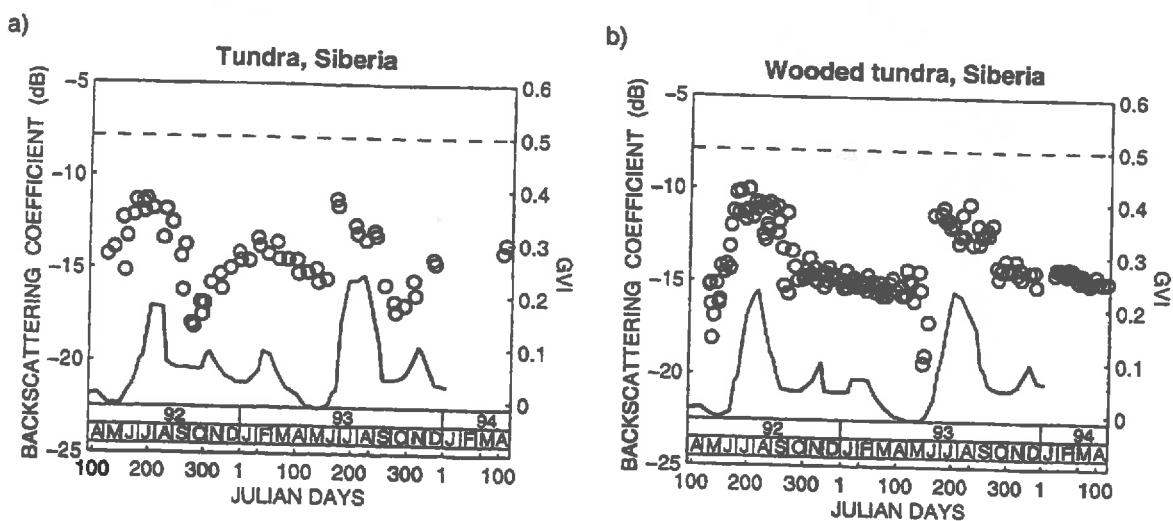


Figure 5. Temporal variation of the backscattering coefficient σ^0 (○) and GVI (—) over vegetation types of Siberia (May 1992–April 1994).

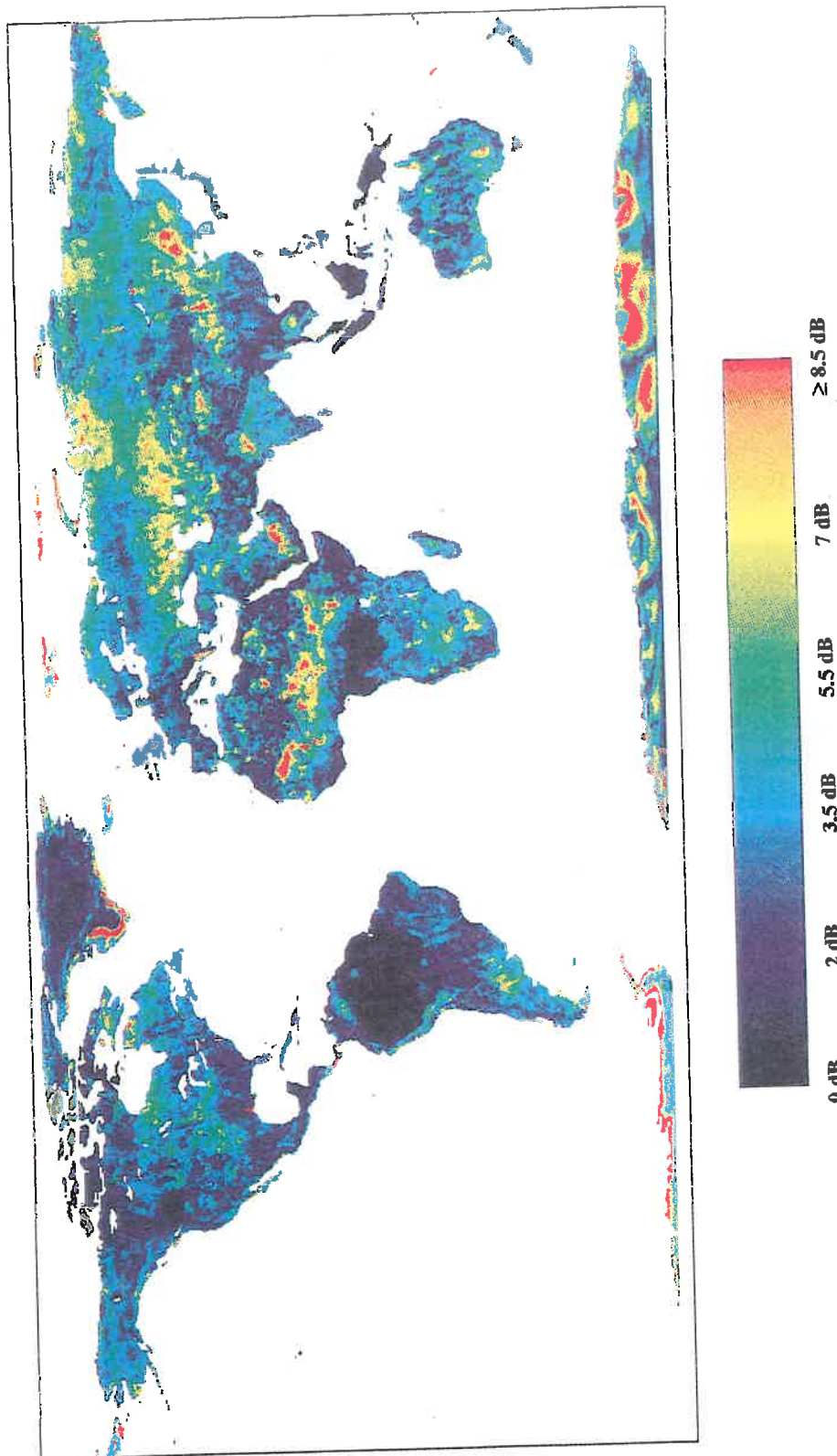


Figure 6. Global image of σ^0 amplitude at a 45° of incidence angle during the period May 1992–May 1993 (forebeam antenna).

increase in σ^0 values from October to February. This increase might be explained by increased volume scattering under dry snow conditions (Hallikainen *et al.* 1993). A general decline is then observed until May, followed by a prompt increase of about 3–4 dB within a few days. This transition corresponds to the thawing phase. The lowest values observed in May correspond to the transformation of dry snow into wet snow and thus result from the high attenuation of the radar wave by wetter snow. In July and August, an overall decrease of σ^0 values is observed, followed by a steep decrease due to cold conditions. Figure 5(b) shows a somewhat different pattern, with a very stable σ^0 curve during wintertime (October–April). In May, there is a prompt decrease of 4–5 dB indicating melting snow, followed by an increase of about 8 dB within about two weeks. During summertime, a decrease is observed which might come from an overall decrease of the soil moisture content. These temporal signatures require further examination supported by detailed ground data.

5. Concluding remarks

In spite of the coarse resolution of the ERS-1 WSC, most land surfaces exhibit marked seasonal σ^0 signatures. A substantial agreement is found between vegetation development and σ^0 , especially at large incidence angles. On the other hand, at low incidence angles and for sparse vegetation, the radar signal appears sensitive to changes in the soil moisture content. The weakest sensitivity is observed for high biomass cover where σ^0 values reach a maximum of about -7.8 dB at 45° of incidence angle. If we exclude ice-covered regions and sand-dune deserts, the strongest sensitivity is found over semi-arid and boreal regions, both areas experiencing marked seasonality in their environmental parameters. For these regions, the annual amplitude of σ^0 generally reaches 5–6 dB and 8–10 dB, respectively. The sensitivity of ERS-1 WSC data to changes in surface parameters is well illustrated in figure 6 showing a global image of the σ^0 annual amplitude. Due to its dependence on vegetation phenology, σ^0 data acquired at large incidence angles appear useful for global vegetation monitoring. Therefore, from now on ERS-1 WSC data can be used in synergy with existing coarse resolution systems operating in the optical and passive microwave domains. Current studies aiming at interpreting temporal σ^0 curves should confirm the potentialities of such instruments for land applications.

Acknowledgments

The authors thank ESA for providing us with the ERS-1 scatterometer data used in the present study (project AO2.F121). The GVI dataset was kindly provided by GRID, Geneva. This work was supported by CNES within the AVALSAR program and by the 'Pôle Espace' of the Région Midi-Pyrénées, France.

References

- CHOUDHURY, B. J., 1989, Monitoring global land surface using Nimbus-7 37 GHz data. Theory and examples. *International Journal of Remote Sensing*, **10**, 1579–1605.
- CUDLIP, W., RIDLEY, J. K., STRAWBRIDGE, F., HARRIS, A. and RAPLEY, C. G., 1993, Detecting surface roughness and moisture variations in deserts. *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11–14 October* (Paris: European Space Agency), pp. 849–853.
- FRANCIS, R., GRAF, G., EDWARDS, P. G., MCCAIG, M., MCCARTHY, C., DUBOCK, P., LEFEBVRE, A., PIEPER, B., POUVREAU, P. Y., WALL, R., WECHSLER, F., LOUET, J. and ZOBL, R., 1991, The ERS-1 spacecraft and its payload. *ESA Bulletin*, **65**, 27–48.
- FRISON, P. L. and MOUGIN, E., 1996, Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 1–11.

- HALLIKAINEN, M., KURVONEN, L., JÄÄSKELÄINEN, V., KOSKINEN, J., HERLAND, E. A. and PERÄLÄ, J., 1993, Microwave remote sensing of snow using radar and radiometer. *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11–14 October* (Paris: European Space Agency), pp. 977–982.
- JOHNSON, J. W. *et al.*, 1980, Seasat-A scatterometer instrument evaluation. *I.E.E.E. Oceanic Engineering*, **5**, 138–144.
- JUSTICE, C. O., TOWNSHEND, J. R. G., HOLBEN, B. N. and TUCKER, C. J., 1985, Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, **8**, 1271–1318.
- JUSTICE, C. O., TOWNSHEND, J. R. G. and CHOUDHURY, B. J., 1989, Comparison of AVHRR and SMMR data for monitoring vegetation phenology on a continental scale. *International Journal of Remote Sensing*, **10**, 1607–1632.
- KENNETT, R. G. and LI, F. K., 1989a, Seasat over land scatterometer data, part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 592–605.
- KENNETT, R. G. and LI, F. K., 1989b, Seasat over land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 779–788.
- LECOMTE, P. and ATTEMA, E. P. W., 1993, Calibration and validation of the ERS-1 wind scatterometer. *Proceedings of the First ERS-1 Symposium, Cannes, France, 4–6 November* (Paris: European Space Agency), pp. 19–29.
- LO SEEN CHONG, D., MOUGIN, E. and GASTELLU-ETCHEGORRY, J. P., 1993, Relating the Global Vegetation Index to net primary productivity and actual evapotranspiration over Africa. *International Journal of Remote Sensing*, **14**, 1517–1546.
- MALINGREAU, J. P., 1986, Global vegetation dynamics: satellite observations over Asia. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1121–1146.
- MOORE, R. K. *et al.*, 1974, Simultaneous active and passive microwave response of the earth—The SKYLAB RADSCAT experiment. *Proceedings of the Ninth International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Ann Arbor, Michigan* (Ann Arbor, MI: ERIM).
- MOUGIN, E., LOPES, A., PROISY, C., WARICH, A., FRISON, P. L., LO SEEN, D. and LECOMTE, P., 1993, Analysis of ERS-1 scatterometer data over land surfaces. Preliminary results. *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11–14 October* (Paris: European Space Agency), pp. 393–397.
- MOUGIN, E., LOPES, A., FRISON, P. L. and PROISY, C., 1995, Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, **6**, 391–398.
- OLSON, J. S., WATTS, J. A., ALLISON, L. J., 1985, Major World Ecosystem Complexes Ranked by Carbon in Live Vegetation: A Database, NDP-017. Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- UNESCO, 1980, *Vegetation map of South America (1:5 000 000)* Toulouse, France: Institut de la Carte Internationale de la Végétation.
- WOODING, M. G., ZMUDA, A. D. and GRIFFITHS, G. H., 1993, Crop discrimination using multi-temporal ERS-1 SAR data. *Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11–14 October* (Paris: European Space Agency), pp. 51–56.

Article n° 4

Observations and Interpretation of Seasonal ERS-1 Wind Scatterometer Data over Northern Sahel (Mali)

P. L. Frison,* E. Mougin,* and P. Hiernaux†

This article presents an analysis of ERS-1 wind-scatterometer (WSC) data acquired over a region located in the northern Sahel. The considered period extends from January 1992 to December 1995, that is, covering four vegetation cycles. Experimental observations show that WSC responses at 45° of incidence angle display a marked seasonality associated with the development and senescence of annual grasses during the successive rainy seasons. The interpretation of the σ^0 temporal plots is performed with the assistance of a semiempirical backscattering model combined with an ecosystem grassland model. Contributions of the various components of the Sahelian landscape to the total backscattering are identified. Overall, the soil contribution is always large but the $\sigma^0(45)$ temporal plots reflect well the vegetation development. The analysis of the different contributions leads to a simplification of the backscattering model. Finally, this latter is parameterized as a function of two surface parameters, namely, the soil volumetric water content and the vegetation biomass. This simplified model allows the vegetation biomass to be estimated with a 33% error. ©Elsevier Science Inc., 1998

INTRODUCTION

Low resolution spaceborne scatterometers such as the instruments on board ERS-1 and ERS-2, have recently shown considerable potential for monitoring vegetation

dynamics at global and regional scales (e.g., Mougin et al., 1993a; Wismann et al., 1993; Kerr and Magagi, 1993; Frison and Mougin, 1996a,b). Radar scatterometers operate in the microwave domain and provide a measurement of the backscattering coefficient σ^0 of the observed surface. The latter mainly depends on the dielectric properties of the surface (vegetation and soil), on the vegetation density, and on the relative size of vegetation components with respect to the incident wavelength, as well as on soil surface roughness (Ulaby et al., 1982). At a given frequency, dielectric properties of vegetation and soils are closely linked to their respective water content (Hallikainen et al., 1985; Ulaby and El Rayes, 1987). As green living plants contain a high percentage of water, it was expected that σ^0 measurements could be used to monitor biomass during the growing season. At a regional scale, this hypothesis was confirmed when comparing wind scatterometer (WSC) σ^0 temporal plots, acquired at large incidence angles, with normalized difference vegetation index (NDVI) values for numerous vegetation types (Frison and Mougin, 1996b). Particularly, a very good concordance was found between these two data sets for arid and semiarid regions of West Africa. In the case of sparse vegetation like the sahelian one, σ^0 data displayed a large dynamic range between the dry and the rainy seasons, whereas little variation was observed over regions showing higher vegetation density. Furthermore, no saturation in the σ^0 values was observed even at the peak of standing biomass which occurs toward the end of the wet season. In contrast, the signal may saturate over more humid savannahs, thus leading to a lesser sensitivity of σ^0 data to the vegetation development. For all these considerations, the Sahel is retained as a study region for assessing the potentialities of the ERS-1 wind-scatterometer.

The objective of this study is to gain better under-

*Centre d'Études Spatiales de la Biosphère, CNES/CNRS/UPS, Toulouse, France

†International Livestock Research Institute, Centre Sahélien de l'ICRISAT, Niamey, Niger

Address correspondence to E. Mougin, CNES/CNRS/UPS, Centre d'Études Spatiales de la Biosphère, 18 avenue E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France.

Received 6 May 1997; revised 12 August 1997.



Figure 1. Location of the Gourma, Mali.

standing of C-band WSC temporal signatures over the sahelian zone of West Africa. In this way, the overall approach includes the following steps:

1. Within the Sahel, a few regions representative of the main vegetation types and climatic conditions are identified.
2. For these regions, experimental observations are based on appropriate ground data at the considered scale, that is, the scale of a resolution cell.
3. The experimental study is associated to a theoretical approach aiming at the interpretation and the generalization of the experimental results.

In this article, we analyze multitemporal ERS-1 WSC data acquired during the period 1992–1995, over a saharo-sahelian region located in the northern Gourma (Mali). Emphasis is put on the monitoring of the seasonal and interannual vegetation dynamics. We also investigate the capability of the ERS-1 WSC for retrieving herbaceous biomass. In the first section, we present the study region and the associated ground data. Wind-scatterometer data are described in the second section. Experimental observations are presented in the third section. The fourth section deals with the interpretation of the WSC response. An inversion aiming at biomass retrieval is presented in the fifth section. Finally, concluding remarks are drawn.

DESCRIPTION OF THE STUDY REGION

Study Region and Ground Measurements

The 50×50 km² study region is located in the northern part of the Gourma region, Mali (Fig. 1). This area lies between 17°N and 16.5°N and 1.5°W and 2°W, and belongs to the bioclimatic zone defined as the saharo-

sahelian transition (Le Houérou, 1989). The landscape is characterized by gently undulating sandy soils partially covered with a low herbaceous layer and a very scattered shrub layer. The herbaceous layer (5–30% cover) mainly consists of annual C₄ grasses. Shrub density is low, less than 1% cover. Bare soil always occupies large surfaces, ranging from about 70% to 95% cover. For the period 1992–1995, annual rainfall ranged from 59 mm to 233 mm with a mean value of 155 mm. The region experienced a severe drought in 1995 whereas 1994 can be considered a wet year. The phenology of vegetation is mainly determined by rainfall. Grass development starts after the first rains in June, and senescence is associated with the end of the rainy season in September. During the long dry season, there is no green vegetation apart from a few shrubs.

Ground data consists of measurements of the total herbaceous above-ground biomass performed at the end of the growing season in September or October. Total biomass corresponds to green and dead components of the standing biomass, and is expressed in kilograms dry matter per hectare (kg DM ha⁻¹). In the area under consideration, measurements are performed in four sample sites distributed along a north-south transect. Each sample site is 1 km sq and is located within homogeneous environment over at least 4×4 km². A detailed description of measurement procedures can be found in Hieraux and Justice (1986). The spatial distribution and the representativity of the four measurement sites enable us to calculate an average above-ground biomass that we consider to be representative of the whole region under study. Unfortunately, ground data are missing for 1994. Here, the corresponding average total biomass is estimated from a regression curve established between annual rainfall and biomass data. During the period 1992–1995, maximum biomass ranges from 240 kg DM ha⁻¹ (in 1995) to 1050 kg DM ha⁻¹ (in 1994). In each sample site, the associated uncertainty on the means of biomass is about 15%. Also, soil surface texture is available for each site. Within the study region, soil texture is very homogeneous, characterized by a sand content of about 90%. Daily rainfall data is obtained from the meteorological station of Gourma Rharous (16.9°N, 1.9°W) located at the northern edge of the study region.

Simulation of Vegetation Parameters

Measurement at sample sites provide an estimation of above-ground biomass at the end of the growing season from which a mean value is calculated for the study region. In order to compare with σ^0 temporal plots, the daily evolution of biomass is simulated using the sahelian grassland STEP model (Mougin et al., 1995). STEP is a relatively simple ecosystem model which describes the relevant processes of the soil-vegetation-atmosphere system to simulate herbaceous vegetation growth and soil

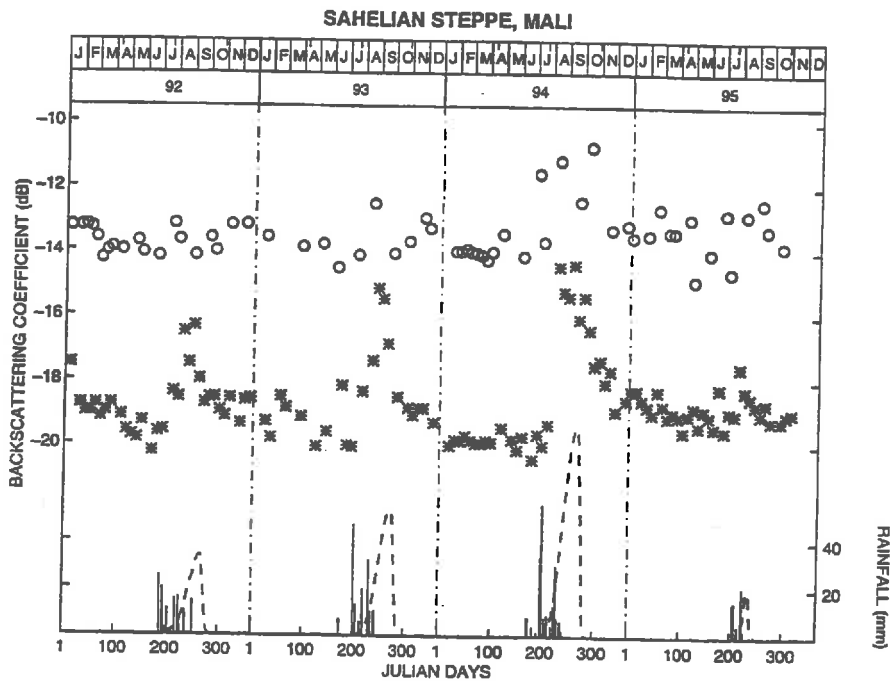


Figure 2. Temporal variation of the 10-day averages backscattering coefficient σ^0 at 20° (o) and 45° (*) of incidence angle for the northern Gourma (January 1992–December 1995). Also are plotted rainfall (bars) in mm and green biomass (—) in kg DM ha^{-1} .

water dynamics. The model runs on a daily time step and is applicable at regional scale compatible with coarse resolution satellite remote sensing. STEP has been previously validated in two regions of the Sahel, namely the Ferlo (Senegal) and the Gourma (Mali) with field data acquired during the period 1976–1992. Moreover, structural parameters such as vegetation cover fraction v_r , leaf area index (LAI), and canopy height h_r , which are essential parameters for coupling with physical models of reflectivity, are also stimulated. Combined with an appropriate reflectance model, STEP was able to simulate temporal profiles of vegetation indices which have been successfully compared with real satellite data (Lo Seen et al., 1995). In the following sections, the STEP model is used to simulate the vegetation parameters (biomass, vegetation cover, canopy height, and vegetation volume fraction) and the volumetric water content in the upper soil profile. Model parameters such as the growth efficiency are obtained by fitting simulations to field measurements of above-ground biomass. At the considered scale, the simulated canopy parameters must be taken as average, characterizing what can be considered as the most likely average situation (Mougin et al., 1995).

DESCRIPTION OF THE WSC DATA

The ERS-1 WSC operates at C-band (5.3 GHz) with VV polarization. Data provided by the European Space Agency (ESA) are given with a pixel size of 25 km, but the actual resolution is about 50 km. The radar signal is continuously delivered and analyzed by three sideway antennae: one pointing normal to the satellite flight path (midbeam antenna) and the two others pointing 45° for-

ward (forebeam antenna) and 45° backward (aftbeam antenna). The three antennae illuminate a 500-km-wide swath, in a quasisimultaneous mode, as the satellite moves along its orbit. Across the swath, local incidence angles range from about 18° to 47° for the midbeam and from 25° to 59° for the two other antennae. General characteristics and performance of the ERS-1 WSC instrument can be found in Frison and Mougin (1996a). In the case of the 35-day repeat cycle, the theoretical temporal repetitivity is about 4–5 days. In the following sections, only radar data acquired around 20° and 45° of incidence angles are retained. Radar responses observed at low incidence angles, σ^0 (20), are related to soil characteristics whereas observations performed at large incidence angles, σ^0 (45), provide information about vegetation development (Frison and Mougin, 1996b). Data recorded by the three antennae are considered together and are averaged over a 10-day period.

EXPERIMENTAL OBSERVATIONS

Temporal profiles of the backscattering coefficient σ^0 for the period January 1992–December 1995 are depicted in Figure 2. Daily precipitation and daily simulated green biomass (kg DM ha^{-1}) are also plotted.

The saharo-sahelian region shows a marked seasonality associated with the development and senescence of annual grasses during the rainy season. This vegetation cycle is well depicted by the σ^0 (45) plots. Low σ^0 values are observed during the dry season (December–May) when the soil is dry and green vegetation is absent. During this period, the mean backscattering is about -19 dB and -13.5 dB for σ^0 (45) and σ^0 (20), respectively. Dis-

crepancy around this mean value is attributed to the spatial heterogeneity of the region in terms of surface roughness. In 1994, data acquired during the period of the 3-day repeat cycle (between January and March) can be easily identified. Following the first rains, the lowest σ° values are observed at the end of the dry season in June, probably resulting from a decrease of the surface roughness. In July, the vegetation growth is associated with an increase in the σ° (45) values up to a maximum occurring in either August or September and corresponding approximately to the maximum of herbaceous biomass. The peak in the σ° (45) data is followed by a prompt decrease. The yearly dynamic range is large and appears to be strongly correlated with annual rainfall; it reaches about 4.4 dB, 5.1 dB, 6.7 dB, and 2.4 dB for 1992, 1993, 1994, and 1995, respectively. In contrast, the σ° (20) temporal plots do not display such a characteristic signature. Overall, σ° (20) data show a large scatter in their values. The highest values are nevertheless found during the rainy season, but relatively high values are also observed during the dry season. This is particularly the case in 1995. The annual dynamic range reaches about 1 dB, 1.5 dB, 3 dB, and 2 dB in 1992, 1993, 1994, and 1995, respectively.

MODELING APPROACH

The interpretation of the σ° temporal plots requires a theoretical analysis of the interaction occurring between the incident wave and the various components of the observed surface. However, due to the size of a resolution cell, only a semiempirical approach can be undertaken. The objective of the modeling approach is to develop a simple semiempirical, but physically based model which might provide a realistic description of the main scattering processes occurring within a resolution cell.

Geometry of the Model

At the scale under consideration, the scale of a resolution cell, the sahelian landscape is seen as an integration of contributions from several components (bare soil, herbaceous vegetation, shrubs, and trees). In the study area, the contributions of trees and shrubs can be neglected as their canopy cover does not exceed 1% of the surface. In contrast, the two other components must be considered separately as the vegetation layer is not totally covering. Furthermore, as the herbaceous vegetation is sparsely distributed, the two components can be taken as independent, that is, interactions between bare soil and the vegetation canopy are neglected.

The backscattering coefficient of the observed scene, $\sigma_{\text{scene}}^\circ$, is given as the incoherent sum of the two previous components after being linearly weighted by their respective cover fractions (Ulaby et al., 1982; Mougin et al., 1993b; Magagi and Kerr, 1997). This simple area ad-

ditive σ° model therefore implies that the vegetation is confined in a fraction v_c of a considered resolution cell. Hence, by assuming that there is no azimuthal dependency on σ° , which is a reasonable assumption (Frison and Mougin, 1996a), the backscattering coefficient $\sigma_{\text{scene}}^\circ$, as seen by the three antennae is written as

$$\sigma_{\text{scene}}^\circ(\theta_i) = (1 - v_c)\sigma_{\text{bare soil}}^\circ + v_c\sigma_{\text{canopy}}^\circ, \quad (1)$$

where $\sigma_{\text{bare soil}}^\circ$ and $\sigma_{\text{canopy}}^\circ$ denote the contribution of the bare soil and the vegetation canopy, respectively, and where θ_i is the incidence angle.

Modeling the Soil Backscattering

The model used here is the Oh et al. Model, which has been validated with radar data acquired for numerous roughness and moisture conditions (Oh et al., 1992). This empirical model is given in terms of the rms height s and the relative dielectric constant of the soil surface, $\epsilon_{r,s}$. Over the range 20–70° of incidence angle, the backscattering coefficient $\sigma_{\text{bare soil}}^\circ$ of a bare soil is given for the VV polarization by

$$\sigma_{\text{bare soil}}^\circ(\theta_i, \epsilon_{r,s}, ks) = \frac{g \cos^3 \theta_i}{\sqrt{p}} [\Gamma_v(\theta_i) + \Gamma_h(\theta_i)], \quad (2)$$

where k is the wave number, $\Gamma_u(\theta_i)$ is the Fresnel reflectivity of the surface for the polarization u ($=v, h$), and, for the incidence angle θ_i , p is the copolarization ratio $\sigma_{hh}^\circ/\sigma_{vv}^\circ$ given by

$$[1 - (2\theta_i/\pi)^{1/3} \Gamma_0 \exp(-ks)]^2,$$

Γ_0 is the Fresnel reflectivity of the surface at nadir, and g is an empirical factor depending on ks , given by $0.7[1 - \exp(-0.65(ks)^{1.5})]$.

The dielectric constant $\epsilon_{r,s}$ of the soil surface is estimated by an empirical model (Hallikainen et al., 1985) which relates $\epsilon_{r,s}$ to soil texture (sand and clay content) and soil volumetric water content H_v .

Modeling the Vegetation Backscattering

The vegetation canopy is modeled as a collection of discrete, randomly oriented scatterers representing the vegetation components, above a rough surface. Within the considered layer, all the scatterers are assumed to be uniformly oriented in azimuth. For the calculations, the stems are neglected, and the leaves are modeled as elliptic discs whose axe dimensions are chosen to represent typical C₄ leaves. The scattering matrix of a single scatterer is obtained by applying the generalized Rayleigh-Gans approximation (Karam et al., 1988). This approximation holds for thin leaves smaller than the wavelength. The extinction cross section σ_e is calculated by summing both the scattering and the absorption cross sections, the latter being estimated via the forward scattering theorem (Ishimaru, 1978).

Table 1. Input Leaf Parameters Used in the Simulations

Leaf Parameters	
Leaf Dimensions	
Semimajor axis	10 cm
Seminor axis	0.3 cm
Thickness	0.05 cm
Leaf orientation	
α	Uniform distribution
β	Erectophile distribution
γ	45°
Leaf dielectric constant ϵ_{rc}	Ulaby and El Rayes (1987) model

The backscattering coefficient of the vegetation canopy, $\sigma_{\text{canopy}}^{\circ}$, is given as the zeroth-order solution (soil scattering) and the first-order solution (vegetation scattering and surface-vegetation interaction) of the radiative transfer equation (Karam et al., 1992; 1995). The backscattering coefficient is written as

$$\sigma_{\text{canopy}}^{\circ} = L^2 \sigma_{\text{soil}}^{\circ} + \sigma_{\text{vegetation}}^{\circ} + \sigma_{\text{interaction}}^{\circ}, \quad (3)$$

where L is the canopy transmission factor and the terms $\sigma_{\text{soil}}^{\circ}$, $\sigma_{\text{vegetation}}^{\circ}$, and $\sigma_{\text{interaction}}^{\circ}$ denote the contributions of the soil beneath the vegetation layer, the contribution of the vegetation volume, and the interaction component between the soil and the vegetation, respectively. The explicit content of $\sigma_{\text{interaction}}^{\circ}$ can be found in Karam et al. (1995). For the VV polarization, the vegetation term has the following expression:

$$\sigma_{\text{vegetation}}^{\circ} = 4\pi \cos \theta_i n_0 \langle |f_{vv}(-\hat{i}, \hat{i})|^2 \rangle \left[\frac{1-L^2}{2\kappa_c} \right], \quad (4)$$

where κ_c is the extinction coefficient for V polarization given by $n_0 \langle \sigma_i \rangle$, n_0 is the density of scatterers per unit volume, $f_{vv}(-\hat{i}, \hat{i})$ is the scattering amplitude in the backscattering direction, L is the loss factor given by $\exp(-\kappa_c h_c / \cos \theta_i)$, and $\langle \rangle$ denotes the ensemble average over the probability density functions of orientation of the scatterers. For elliptic leaves, the three Eulerian angles of orientation (α , β , γ) are needed to describe the leaf orientation (Karam et al., 1988).

The dielectric constant for leaves, ϵ_{rc} , is computed with the dispersion Ulaby and El-Rayes model (Ulaby and El-Rayes, 1987). This model gives the dielectric constant of a vegetation component in terms of its gravimetric moisture content H_p for frequencies ranging from 0.2 GHz to 8 GHz.

The Sahelian Vegetation Backscattering Model

Equations (1) and (3) yield the following expression for the backscattering coefficient:

$$\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(\theta_i) = (1-v_c)\sigma_{\text{bare soil}}^{\circ} + v_c L^2 \sigma_{\text{soil}}^{\circ} + v_c (\sigma_{\text{vegetation}}^{\circ} + \sigma_{\text{interaction}}^{\circ}). \quad (5)$$

If we assume that the bare soil and the soil beneath the vegetation layer have the same characteristics in terms of

Table 2. Input Soil Parameters Used in the Simulations

Soil Parameters	
Soil roughness s	
[20°, 25°]	1.6 cm
[40°, 45°]	0.8 cm
Soil texture	
% Sand	90
% Clay	5
Soil volumetric water content H_c	Daily output from STEP
Soil dielectric constant ϵ_{rc}	Hallikainen et al. (1985) model

surface roughness and water content, then $\sigma_{\text{bare soil}}^{\circ}$ is equal to $\sigma_{\text{soil}}^{\circ}$ and $\sigma_{\text{scene}}^{\circ}$ can be written under the form

$$\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(\theta_i) = [1-v_c(1-L^2)]\sigma_{\text{soil}}^{\circ} + v_c(\sigma_{\text{vegetation}}^{\circ} + \sigma_{\text{interaction}}^{\circ}). \quad (6)$$

Table 1 gives the leaf parameters used in the simulations. No information is available about leaf orientation at the considered scale. Accordingly, the inclination β parameter is derived from a reasonable guess. Here, the inclination distribution of leaves is chosen to be erectophile (de Witt, 1965) due to the predominance of C₄ grasses, and the angle γ is taken as a fitting parameter. Best results are obtained for a γ value of 45°. Leaf dimensions are assumed to be constant throughout the growing season apart from the length, which is equal to canopy height up to a maximum of 20 cm. The other necessary parameters v_c and h_c are simulated by the STEP model. The number density of scatterers n_0 is derived from the simulated vegetation volume fraction f_v , which is expressed as a function of the total biomass B , (kg DM ha⁻¹), the canopy height h_c , and the gravimetric water content of vegetation H_p as

$$f_v = 0.0001 B \frac{[\psi + H_p(1-\psi)]}{h_c \rho_c (1-H_p)}, \quad (7)$$

where ψ (set to 3) is the ratio between the water density ρ_c and the dry matter density. The gravimetric water content H_p is assumed to decrease continuously throughout the growing period with the following values: 80% at emergence, 40% at the peak of biomass, and 5% during the dry season.

The soil parameters used in the simulations are given in Table 2. Soil roughness is assumed to be constant throughout the growing seasons, its value being adjusted with the σ° measurements acquired at the end of the first dry season (May 1992). As the soil model fails to simulate the variation of σ° over the whole angular range, the Oh et al. (1992) model is fitted to the measurements in each angular domain. Soil surface moisture content H_c is provided by the STEP model. Simulated daily values are averaged over a 10-day period in order to get more representative data for the whole study area.

The evolution of the soil and vegetation parameters are fed into Eq. (5) to compute the variation of $\sigma_{\text{scene}}^{\circ}$.

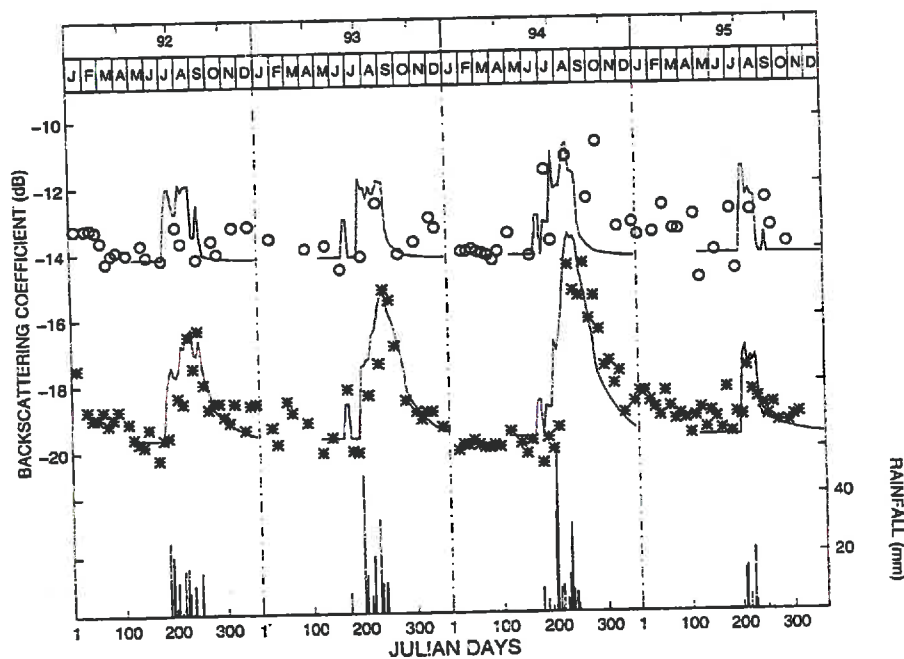


Figure 3. Comparison of simulated (—) and observed σ° temporal profiles for the northern Gourma at 20° (o) and 45° (*) of incidence angle (January 1992–December 1995). Bars represent rainfall in mm.

throughout the four successive growing seasons. Figure 3 shows the comparison between the measurements and the simulations for the period 1992–1995. For each year, simulations are performed from 1 May till 31 December with a 5-day time scale. At 45° of incidence angle, there is an overall good concordance between the simulations and measurements. Particularly, the annual σ° dynamic range is very well described by the model. At the peak of backscattering, the differences between measurements and simulations never exceed 1 dB. In contrast, there are obviously some difficulties in simulating the beginning of the growing period when the vegetation cover is still very low. Particularly, in 1992 there is a time shift of about 3 weeks between the observed increasing in the σ° values and the simulations. Also, this difference is about 10 days in 1993 and in 1994. During this period, the magnitude of the backscattering mainly depends on the moisture content of the soil surface which, within a resolution cell, is highly variable. Here, it is apparent that we fail to simulate an appropriate soil moisture from the rainfall data recorded at only one meteorological station. On the other hand, when vegetation is sufficiently developed, the contribution of the soil decreases and the agreement between the experimental data and the model is good.

At 20° of incidence angle, the comparison between simulations and measurements is difficult due to the small number and the discrepancy of the experimental data. Overall, maximum observed values are pretty well simulated during the rainy seasons apart from 1992. At the beginning of the dry season, the increase in the experimental data (particularly in 1992 and 1993) is not understood.

Contribution of the Soil and Vegetation to the Scene Backscattering

Figures 4 and 5 illustrate the contributions of the different components to the total backscattering coefficients $\sigma_{\text{scene}}^\circ(45)$ and $\sigma_{\text{scene}}^\circ(20)$, respectively. The interaction term is not seen as its magnitude remains below -30 dB, leading to a negligible contribution to the total backscatter.

At 45° of incidence angle, only the contributions of the vegetation and the bare soil are significant (Fig. 4). The soil always dominates at the beginning of the rainy season when the vegetation is not fully developed. The magnitude of the soil contribution, resulting from the variation of its surface moisture, is nevertheless limited, given that sandy soils have a small field capacity of about 10%. Accordingly, the characteristic temporal profiles and in particular the peaks of σ° essentially depend on the vegetation term. While the vegetation contribution remains weak for 1995, the peak of σ° mainly results from the vegetation component in 1994. In 1992 and 1993, the vegetation and soil contributions have similar values. From these observations, it can be seen that the maximum σ° is not coincident either with the peak of the vegetation volumetric water content or with the peak of green biomass. At the end of the growing season, the soil dries and the shape of the temporal plot mainly results from the vegetation contribution. Finally, as vegetation dries out at the beginning of the dry season, the backscattering only originates from the dry soil.

At 20° of incidence angle, the total backscattering mainly results from the soil component (Fig. 5). Overall, the vegetation canopy has little effect on the radar signal apart from 1994 for which its contribution may reach

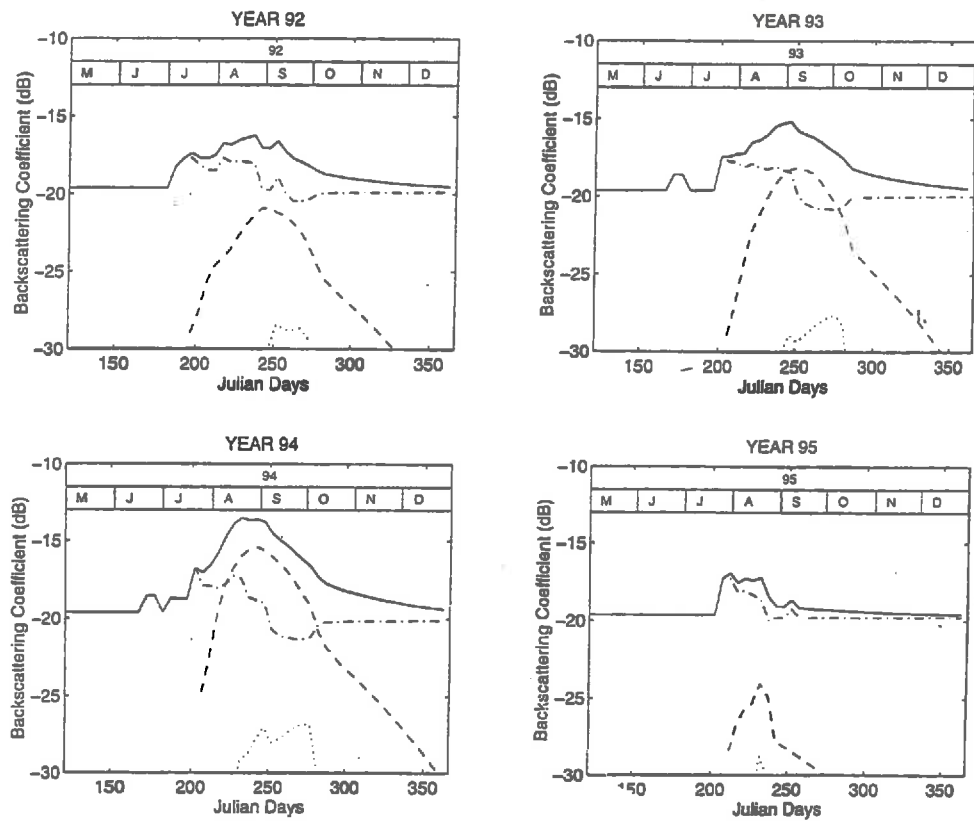


Figure 4. Evolution of the contributions of the bare soil (---), the vegetation (---), and the soil beneath the canopy (....) to the scene backscattering (—) at 45° of incidence angle.

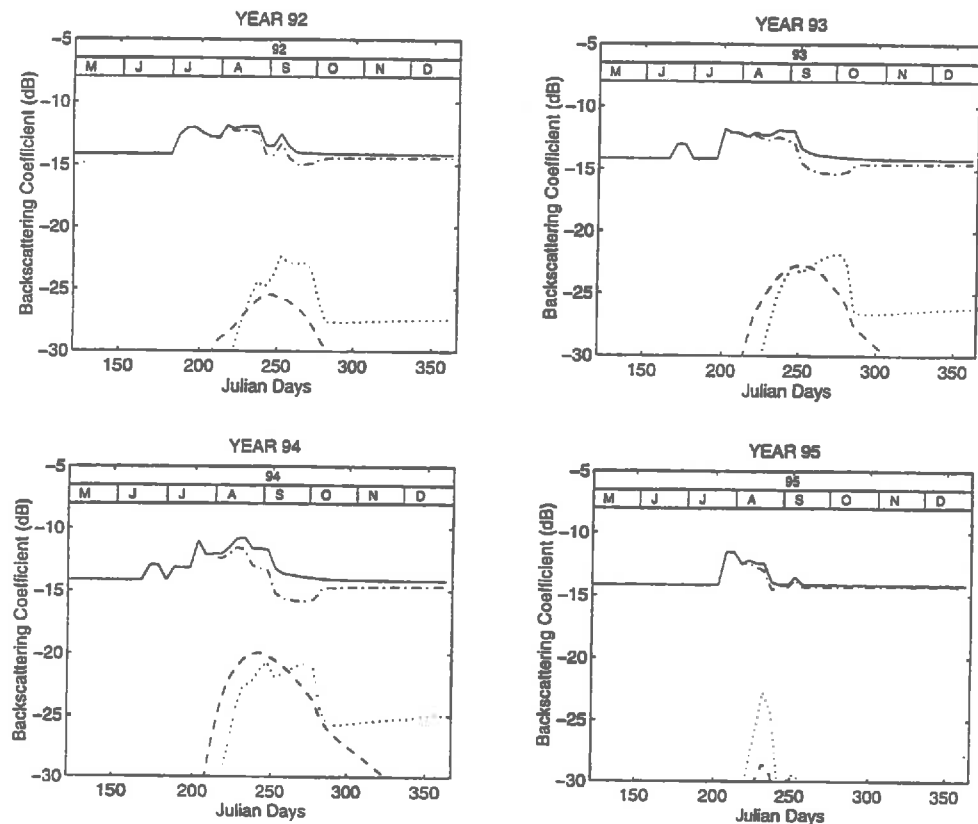


Figure 5. Evolution of the contributions of the bare soil (---), the vegetation (---), and the soil beneath the canopy (....) to the scene backscattering (—) at 20° of incidence angle.

Table 3. Empirical Parameters a_i Used for Expression of κ_e or σ_s [See Eq. (10)]

	κ_e	σ_s
a_2	5.4e-6	7.2e-6
a_1	-7.8e-3	-1.1
a_0	1.8	2.1

about 20% of the total backscatter at the end of the growing season.

Parameterization of the Model

From the above considerations, the sahelian backscattering model can be simplified under the following forms:

$$\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(20) = \sigma_{\text{bare soil}}^{\circ} \quad (8)$$

$$\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(45) = (1 - v_c) \sigma_{\text{bare soil}}^{\circ} + v_c \sigma_{\text{vegetation}}^{\circ} \quad (9)$$

Furthermore, in order to parameterize Eq. (9), the vegetation component, given by Eq. (4), can be expressed as a function of the standing biomass B_s , which is the only parameter estimated from field measurements. Empirical relationships are therefore sought between the physical parameters (extinction coefficient κ_e and the radar cross section $\sigma_s = 4\pi |f_{\text{sc}}(-\hat{i}, \hat{i})|^2$) and B_s . From a physical point of view, the two previous quantities are related to a density of scatterers per unit volume and not to a density of scatterers per unit surface. However, as the canopy parameters are strongly intercorrelated until the peak of biomass (Mougin et al., 1995), it is nevertheless possible to find a relationship between the physical parameters and B_s during the growing season. This approach is valid if the scatterers do not change as a function of time, in terms of shape, size, orientation, and dielectric constant. Nevertheless as the latter also varies with B_s , we can attempt to find a general relationship. The regression relationship is derived from the simulation study for the years 1992, 1993, and 1994. The 1995 growing season is not included because of the very limited development of the vegetation. The general regression found is written as

$$\kappa_e \text{ (or } \sigma_s) = \exp(a_2 B_s^2 + a_1 B_s + a_0), \quad (10)$$

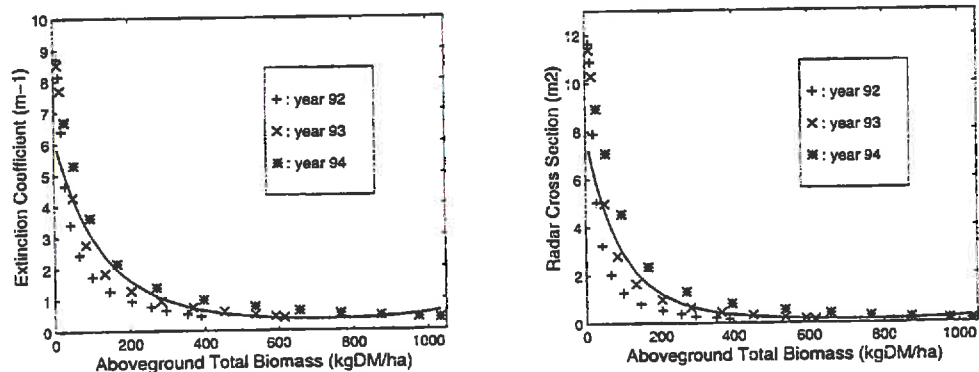
where a_i ($i=1,2,3$) are empirical parameters. Table 3 gives the different values of a_i . The corresponding regression curves are illustrated in Figure 6.

At 45° of incidence angle, the simplified sahelian backscattering model is therefore given by Eq. (9) combined with Eq. (10). A good agreement is found with the initial model based on the Karam et al. Model (Karam et al., 1992) (Fig. 7). The parametric model is similar to the water cloud model proposed by Attema and Ulaby (1978), the two combinations being weighted by their respective cover fractions. Furthermore, the vegetation cover v_c can be written as a function of the above-ground biomass (Mougin et al., 1995). Expressed under this form, the model has only two unknown parameters, the soil volumetric water content H_v and the total biomass B_s .

Inversion of the Simplified Model

Emphasis is put on biomass retrieval. The inversion approach follows a two-step procedure. First, the Oh et al. (1992) model is used to derive a linear relationship between $\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(20)$ and H_v , from which a maximum value of the surface soil moisture during the rainy season is estimated. Second, a procedure which minimizes the differences between the experimental data and the simulated $\sigma_{\text{scene}}^{\circ}(45)$ data is performed using the simplex method (Nelder and Mead, 1985). This later is run with two constraints: On the one hand, the soil moisture value to be retrieved must be smaller than the maximum value previously found, and, on the other hand, the biomass must follow a two-parameter logistic function simulating its temporal evolution. Results of the biomass retrieval are given in Figure 8. The associated error is about 33% indicating that biomass retrieval can be performed with a certain degree of confidence. Particularly, the maximum retrieved biomass equal to 500 kg DM ha⁻¹, 650 kg DM ha⁻¹, and 900 kg DM ha⁻¹ compare well with the field-estimated values equal to 400 kg DM ha⁻¹, 620 kg DM

Figure 6. Regression curves (—) for κ_e and σ_s versus simulated total biomass at 45° of incidence angle. Period 1992–1994.



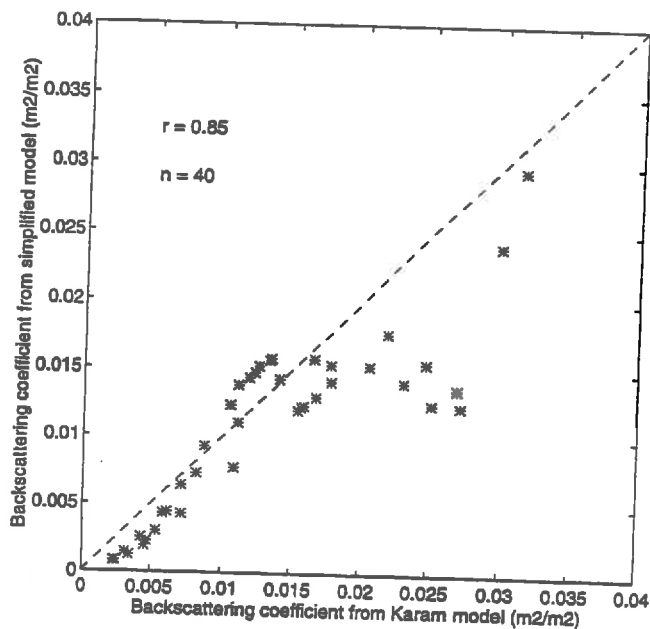


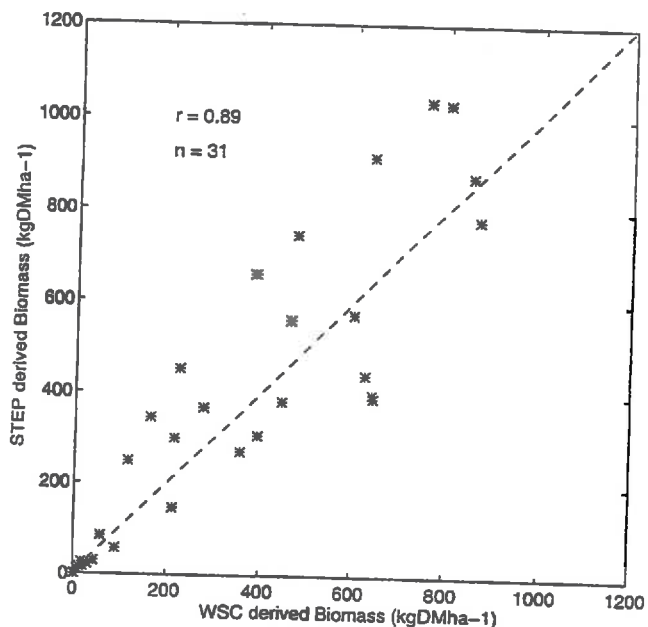
Figure 7. Comparison between the Karam et al. (1992) model and the simplified model. Growing seasons 1992–1994.

ha⁻¹, and 1050 kg DM ha⁻¹ for 1992, 1993, and 1994, respectively.

CONCLUSION

ERS-1 wind-scatterometer data acquired over a saharo-sahelian region located in the Gourma, Mali during the period 1992–1995, are analyzed. Experimental observations

Figure 8. Comparison between WSC-derived total biomass and STEP-derived total biomass. Growing seasons 1992–1994.



show that σ° (45) temporal data display a marked seasonality associated with the development and senescence of annual grasses during the successive rainy seasons. The interpretation of the temporal σ° plots is performed with the assistance of a semiempirical backscattering model combined with the ecosystem grassland model STEP. Contributions of the various components of the Sahelian landscape to the total backscattering are identified. Overall, the soil contribution is always large, but the σ° (45) temporal plots reflect well the biomass variation. Particularly, it is shown that the maximum backscattering coefficient is not associated with the peak of the vegetation volumetric water content, nor with the peak of green biomass. Finally, the backscattering model is parameterized as a function of two surface parameters, namely, the soil volumetric water content and the total biomass. The use of this simplified model allows the total biomass to be estimated with a 33% error.

The authors thank ESA for providing us the ERS-1 scatterometer data used in the present study (Project AO2.F121). This work was partly supported by the "Pôle Espace" of the Région Midi-Pyrénées, France.

REFERENCES

- Attema, E. P. W., and Ulaby, F. T. (1978), Vegetation modeled as a water cloud. *Radio Sci.* 13:357–364.
- De Witt, C. T. (1965), Photosynthesis of leaf canopies. *Agricultural Research Reports*, n° 663, Centre for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, 55 pp.
- Frison, P. L., and Mougín, E. (1996a), Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 34:1–11.
- Frison, P. L., and Mougín, E. (1996b), Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data. *Int. J. Remote Sens.* 17(16):3201–3218.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., and Dobson, M. C., El-Rayes, M. A., and Wu, L.-K. (1985), Microwave dielectric behavior of wet soil. Part I: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 23:25–34.
- Hiernaux, P. H. Y., and Justice, C. O. (1986), Suivi du développement végétal au cours de l'été 1984 dans le Sahel Malien. *Int. J. Remote Sens.* 11:1515–1531.
- Ishimaru, A. (1978), *Wave Propagation and Scattering in Random Media*, Academic, New York, Vol. 1, 572 pp.
- Karam, M. A., Fung, A. K., and Antar, Y. M. M. (1988), Electromagnetic wave scattering from some vegetation samples. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 26:799–808.
- Karam, M. A., Fung, A. K., Lang, R. H., and Chauhan, N. S. (1992), Microwave scattering model for layered vegetation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 30:767–784.
- Karam, M. A., Fung, A. K., Amar, F., et al. (1995), A microwave polarimetric scattering model for a forest canopy based on vector radiative transfer theory. *Remote Sens. Environ.* 53:16–30.
- Kerr, Y. H., and Magagi, R. D. (1993), Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. In *Proceedings, 2nd*

- ERS-1 Symposium, Hamburg, 11-14 October, ESA SP-361, ESA Publications Division, pp. 381-388.
- Le Houérou, H. N. (1989), *The Grazing Land Ecosystems of the African Sahel*, Ecological Studies 75, Springer-Verlag, Berlin, 282 pp.
- Lo Seen, D., Mougin, E., Rambal, S., Gaston, A., and Hiernaux, P. (1995), A regional Sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. II. Towards the control of its simulations by remotely sensed indices. *Remote Sens. Environ.* 52:194-206.
- Magagi, R. D., and Kerr, Y. H. (1997), Characterization of surface parameters over arid and semi-arid areas by use of ERS-1 wind-scatterometer. *Remote Sens. Rev.* 15:133-155.
- Mougin, E., Lopes, A., Proisy, C., Warich, A., Frison, P. L., Lo Seen, D., and Lecomte, P. (1993a), Analysis of ERS-1 scatterometer data over land surfaces. Preliminary results. In *Proceedings, 2nd ERS-1 Symposium*, Hamburg, 11-14 October, ESA SP-361, pp. 393-397.
- Mougin, E., Lo Seen, D., Frison, P. L., and Rambal, S. (1993b), Assessing the complementarity of microwave and optical data for ecosystem modelling in arid regions. In *Proceedings, Satellite Remote Sensing Symposium, Europto*, Rome, 26-30 September, pp. 212-218.
- Mougin, E., Lo Seen, D., Rambal, S., Gaston, A., and Hiernaux, P. (1995), A regional Sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I. Description and validation. *Remote Sens. Environ.* 52:181-193.
- Nelder, J. A., and Mead, R. (1985), A simplex method for function minimization. *Comput. J.* 7:308-313.
- Oh, Y., Sarabandi, K., and Ulaby, F. T. (1992), An empirical model and inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 30:370-381.
- Ulaby, F. T., and El-Rayes, M. A. (1987), Microwave dielectric spectrum of vegetation. Part II: Dual-dispersion model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 25:550-557.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. (1982), *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, Addison-Wesley, Reading, MA, Vol. II.
- Wissmann, V., Boehnke, K., and Schmullius, C. (1993), Radar signatures of land surfaces measured by the ERS-1 scatterometer. In *Proceedings, 2nd ERS-1 Symposium*, Hamburg, 11-14 October, ESA SP-361, pp. 405-410.

ANNEXES

ANNEXE I-A: RADAR A OUVERTURE LATÉRALE

I.A.1. Résolution Spatiale

Le signal que l'antenne d'un système radar transmet vers le sol est constitué de courtes impulsions successives, émises régulièrement. L'antenne illumine une bande de surface d'un côté de la trace du porteur (Fig.I-A1). Cette configuration élimine l'ambiguïté droite-gauche de deux points equi-distants. En effet, les échos de 2 points symétriques par rapport à la trace du porteur parviendraient au capteur au même instant. De plus, nous verrons plus loin que la résolution radiale peut ainsi être augmentée. Le mouvement du porteur entraîne l'illumination d'une bande continue, de largeur constante S parallèle à la trace du porteur.

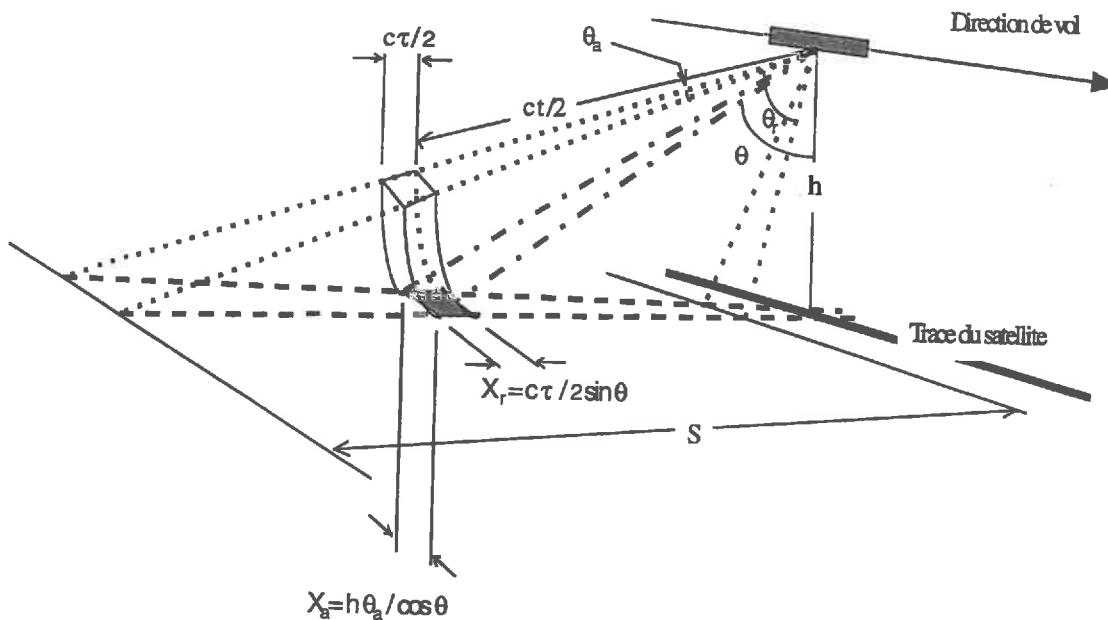


Figure I-A1: Géométrie d'un radar à ouverture latérale

La largeur de la fauchée est donnée par:

$$S = \frac{h\theta_r}{\cos^2 \theta_m} \quad (I-A1)$$

où h désigne la hauteur du capteur. θ_m est l'angle entre la verticale et la direction dans laquelle pointe l'antenne. θ_r est l'ouverture à -3 dB de l'antenne dans le plan orthogonal à la direction de vol. Elle définit l'ouverture angulaire dans le plan considéré pour laquelle l'intensité de l'onde émise varie de sa valeur maximale à la moitié.

En général, si on l'exprime en radians on a:

$$\theta_r \approx 0.87 \frac{\lambda}{W} \quad (I-A2)$$

où λ désigne la longueur d'onde et W la dimension de l'antenne dans le plan considéré (ici, la hauteur). On remarque que pour une longueur d'onde donnée, l'ouverture à -3 dB de l'antenne est d'autant plus étroite que sa dimension dans le plan considérée est grande.

Il faut noter que l'expression (I-A1) donnant la largeur de la fauchée est une valeur approximative car elle ne tient pas compte de la courbure de la terre. L'erreur peut être relativement importante surtout dans le cas de diffusiomètres spatiaux.

La résolution azimutale X_a est égale à la largeur de la tache de l'illumination au sol.

Elle est donnée par:

$$X_a = \frac{h\theta_a}{\cos \theta} \quad (I-A3)$$

où θ_a désigne le lobe à -3 dB dans le plan correspondant. C'est la relation (I-A2) qui le définit en remplaçant W par L , la longueur de l'antenne.

La résolution radiale au sol X_r est la distance minimale pour que deux points au sol puissent être distingués. Le temps que mettra le signal à parcourir deux fois (trajet aller et retour) une distance ΔR est $t = 2 \frac{\Delta R}{c}$ où c est la vitesse de la lumière. La résolution radiale

pour une impulsion de durée τ est donc $r = c \frac{\tau}{2}$. La résolution radiale au sol est alors donnée

par

$$X_r = \frac{c\tau}{2 \sin \theta} = \frac{c}{2B_S \sin \theta} \quad (I-A4)$$

où $B_S = \frac{1}{\tau}$ représente la bande passante d'une impulsion.

L'émission d'une impulsion la plus courte possible est donc recherchée pour obtenir une bonne résolution radiale au sol. Cependant un compromis doit être trouvé car la puissance du signal est fonction de τ . Plus la durée d'impulsion sera longue, plus la puissance du signal sera élevée. De plus pour une durée d'émission fixée, la résolution radiale au sol augmente avec l'angle d'incidence.

I.A.2. Fréquence d'Impulsions

Si une impulsion est envoyée à $t=0$, elle parviendra au capteur après rétrodiffusion sur la cible pendant une période de temps allant de $t=t_1$ à $t=t_M$, temps nécessaire pour que les M cellules successives de résolution radiale au sol constituant la fauchée soient éclairées (cf. fig. I-A1). L'impulsion suivante est envoyée après que le dernier écho du signal soit parvenu au capteur. Il en résulte que la fréquence d'impulsions PRF est telle que

$$PRF \leq \frac{1}{t_M} = \frac{c \cos \theta_M}{2 h} \quad (I-A5)$$

où θ_M correspond à l'angle de la cellule de résolution la plus éloignée de la trace de vol.

ANNEXE I-B: EFFET DOPPLER

Soit un signal de fréquence f_0 (et de longueur d'onde associée λ) émis par un capteur animé d'une vitesse $\mathbf{v} = v \cdot \mathbf{i}$ à une hauteur h (fig. I-B1).

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = E_0 e^{-j(\omega_0 t - k_0 \cdot \mathbf{r})}$$

Au point P, la phase du signal réfléchi par le point M est donnée par la relation:

$$\varphi(t) = 2\pi f_0 t - 2k_0 \cdot R$$

On en déduit la fréquence instantanée:

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{d\varphi(t)}{dt} = f_0 - \frac{2}{\lambda} \frac{dR}{dt} = f_0 + f_D$$

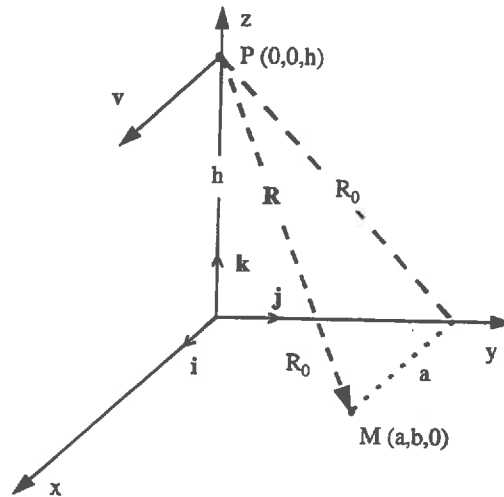


Figure I-B1

La fréquence du signal est donc décalée de

$$f_D = -\frac{2}{\lambda} \frac{dR}{dt} = -\frac{2}{\lambda} v_r \quad (I-B1)$$

par rapport à la fréquence porteuse f_0 . f_D est appelée la fréquence Doppler. Elle est due à la vitesse radiale v_r relative du point M par rapport au capteur. La composante radiale se déduit de la vitesse totale du capteur par la relation:

$$v_r = -v \cdot \frac{R}{R}$$

La relation (I-B1) devient donc:

$$f_D = \frac{2}{\lambda} v \cdot \frac{R}{R} \quad (I-B2)$$

Un point M diffusera une onde dont le décalage Doppler variera au cours du survol par le capteur.

On montre que les points de la surface ayant la même fréquence Doppler donnée sont situés sur une hyperbole appelée ligne iso-doppler (fig. I-B2).

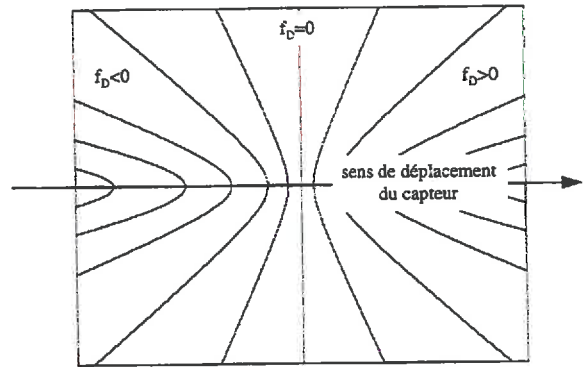


Figure I-B2: lignes iso-doppler

Nous allons maintenant établir la variation maximale de décalage Doppler Δf_D à l'intérieur de l'empreinte au sol du signal émis par le radar.

Le point M est éclairé par l'antenne le temps de traverser le lobe à -3 dB, θ_a . Soit,

$$t_c = \frac{\theta_a R_0}{v} = \frac{\lambda R_0}{Lv}$$

L désignant la longueur de l'antenne.

$$R = \sqrt{R_0^2 + a^2}$$

Or θ_a est étroit. a est donc très petit devant R_0 . Nous en déduisons alors:

$$R \approx R_0 \left(1 + \frac{a^2}{2R_0^2}\right) = R_0 \left(1 + \frac{v^2 t_c^2}{2R_0^2}\right)$$

De plus, d'après (I-B1),

$$f_D = -\frac{2}{\lambda} \frac{dR}{dt} \approx -\frac{2v^2}{\lambda R_0} t$$

La dispersion Doppler recherchée est alors égale à:

$$\Delta f_D = |f_D \cdot t_c| \approx \frac{2v}{L} \quad (I-B3)$$

Le spectre Doppler de l'empreinte du signal au sol a donc pour fréquence maximale Δf_D .

ANNEXE II-A:
RESOLUTION DE L'EQUATION DE TRANSFERT RADIATIF
PAR UNE METHODE ITERATIVE

L'étude de modélisation du signal réalisée dans le cadre de ce travail s'est faite sur une steppe herbeuse représentée par une couche de végétation au dessus d'un sol. La résolution de l'équation du transfert radiatif exposée dans cette annexe se limite donc à ce cas.

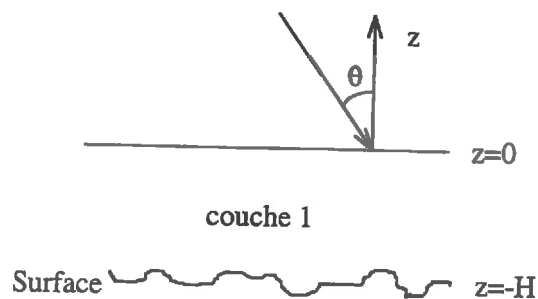


Figure II-A1: Géométrie du problème de diffusion

Considérons une intensité spécifique incidente sur une couche de diffuseurs (cf. fig. II-A1). En supposant la limite supérieure de la couche 1 comme diffuse, aucune réflexion ne se produit à son interface, alors que l'intensité incidente sera réfléchiée et diffusée au niveau du sol ($z=-H$). A l'intérieur de la couche 1, si l'intensité I est séparée en une intensité montante $I(\theta, \phi, z)$ et une intensité descendante $I(\pi-\theta, \phi, z)$ on obtient le système d'équation de transfert radiatif suivant:

$$\begin{cases} \cos\theta \frac{dI(\theta, \phi, z)}{dz} = -\kappa_e(\theta)I(\theta, \phi, z) + S(\theta, \phi, z) \\ -\cos\theta \frac{dI(\pi-\theta, \phi, z)}{dz} = -\kappa_e(\pi-\theta)I(\pi-\theta, \phi, z) + S(\pi-\theta, \phi, z) \end{cases}$$

$S(\theta, \phi, z)$ et $S(\pi-\theta, \phi, z)$ sont les fonctions sources respectivement montantes et descendantes telles que:

$$S(\theta, \phi, z) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} [P(\theta, \phi, \theta_t, \phi_t) I(\theta_t, \phi_t, z) + P(\theta, \phi, \pi - \theta_t, \phi_t) I(\pi - \theta_t, \phi_t, z)] \sin \theta_t d\theta_t d\phi_t$$

$\kappa_e(\theta)$ et $\kappa_e(\pi - \theta)$ sont les matrices d'extinction montantes et descendantes.

On montre qu'en diagonalisant la matrice κ_e on se ramène à un système d'équation similaire (Karam & al, 1992):

$$\begin{cases} \cos \theta \frac{dI'(\theta, \phi, z)}{dz} = -K_e(\theta) I'(\theta, \phi, z) + S'(\theta, \phi, z) \\ -\cos \theta \frac{dI'(\pi - \theta, \phi, z)}{dz} = -K_e(\pi - \theta) I'(\pi - \theta, \phi, z) + S'(\pi - \theta, \phi, z) \end{cases}$$

où $K_e = E \kappa_e E^{-1}$ est la matrice diagonalisée de κ_e et E la matrice constituée des vecteurs propres associés.

$$I'(\theta, \phi, z) = E I(\theta, \phi, z)$$

$$S'(\theta, \phi, z) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} [Q(\theta, \phi, \theta_t, \phi_t) I'(\theta_t, \phi_t, z) + Q(\theta, \phi, \pi - \theta_t, \phi_t) I'(\pi - \theta_t, \phi_t, z)] \sin \theta_t d\theta_t d\phi_t$$

$$\text{avec } Q(\theta, \phi, \theta_t, \phi_t) = E P(\theta, \phi, \theta_t, \phi_t) E^{-1}$$

Le système d'équations précédent peut alors se mettre sous une forme intégrale:

$$\begin{cases} I'(\theta, \phi, z) = e^{\frac{-K_e(\theta)(z+H)}{\cos \theta}} I'(\theta, \phi, -H_1) + \int_{-H_1}^z e^{\frac{-K_e(\theta)(z-z')}{\cos \theta}} S'(\theta, \phi, z') dz' \\ I'(\pi - \theta, \phi, z) = e^{\frac{-K_e(\pi - \theta)(z)}{\cos \theta}} I'(\pi - \theta, \phi, 0) + \int_z^0 e^{\frac{-K_e(\theta)(z-z')}{\cos \theta}} S'(\pi - \theta, \phi, z') dz' \end{cases}$$

avec pour conditions aux limites:

$$\begin{cases} I'(\theta, \phi, -H) = R'(\theta, \phi) I'(\pi - \theta, \phi, -H) \\ I'(\pi - \theta, \phi, 0) = I_1' \delta(\cos \theta - \cos \theta_0) \delta(\phi - \phi_0) \end{cases}$$

où $R(\theta, \phi) = E R(\theta, \phi) E^{-1}$, $R(\theta, \phi)$ étant la matrice de Stokes de la diffusion de surface.

Dans l'approche itérative, l'albédo de simple diffusion étant considéré comme petit, la solution est décomposée en série selon:

$$I'(\theta, \phi, z) = I_0'(\theta, \phi, z) + I_1'(\theta, \phi, z) + I_2'(\theta, \phi, z) + \dots$$

Puisque la diffusion est traitée comme un paramètre itératif, l'ordre des termes est associé à un processus de diffusions multiples:

I_0 correspond à l'intensité incidente atténuée par les particules dans la couche végétale

I_1 représente la diffusion multiple de premier ordre

Les termes d'interaction d'ordre supérieur sont négligés dans la solution en raison de leur faible contribution au signal rétrodiffusé.

La solution à l'ordre 0 s'obtient en annulant les fonctions sources \mathbf{S}' dans ce système. Elle conduit à:

$$\begin{cases} \mathbf{I}_0'(\theta, \phi, z) = e^{\frac{-\mathbf{K}_e(\theta)(z+H)}{\cos\theta}} \mathbf{I}_0'(\theta, \phi, -H) \\ \mathbf{I}_0'(\pi - \theta, \phi, z) = e^{\frac{-\mathbf{K}_e(\pi-\theta)(z)}{\cos\theta}} \mathbf{I}_0'(\pi - \theta, \phi, 0) \end{cases}$$

Les solutions d'ordre \mathbf{I}_n , $n > 1$ s'obtiennent en remplaçant \mathbf{I}_{n-1} dans les fonctions sources.

$$\begin{cases} \mathbf{I}_n'(\theta, \phi, z) = \int_{-H_1}^z e^{\frac{-\mathbf{K}_e(\theta)(z-z')}{\cos\theta}} \mathbf{S}_n'(\theta, \phi, z') dz' \\ \mathbf{I}_n'(\pi - \theta, \phi, z) = \int_z^0 e^{\frac{-\mathbf{K}_e(\theta)(z-z')}{\cos\theta}} \mathbf{S}_n'(\pi - \theta, \phi, z') dz' \end{cases}$$

avec

$$\mathbf{S}_n'(\theta, \phi, z') = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \left[\mathbf{Q}(\theta, \phi, \theta_t, \phi_t) \mathbf{I}_{n-1}'(\theta_t, \phi_t, z') + \mathbf{Q}(\theta, \phi, \pi - \theta_t, \phi_t) \mathbf{I}_{n-1}'(\pi - \theta_t, \phi_t, z) \right] \sin\theta_t d\theta_t d\phi_t$$

Les paramètres de Stokes originaux se déduisent de \mathbf{I}' par la relation:

$$\mathbf{I}(\theta, \phi, z) = \mathbf{E}^{-1} \mathbf{I}'(\theta, \phi, z)$$

ANNEXE II-B:

PRESENTATION D'UN MODELE THEORIQUE DE RETRODIFFUSION D'UN COUVERT VEGETAL

Cette partie présente le modèle de rétrodiffusion d'un couvert (élaboré par Karam *et al.*, 1995) utilisé dans le cadre de cette étude. Il est basé sur la résolution par itération de l'équation du transfert radiatif et peut prendre en compte une représentation de couvert végétal comprenant jusqu'à 3 couches. Dans chaque couche, supposée homogène, les diffuseurs identiques sont regroupés et caractérisés selon leur dimensions, leur propriétés diélectriques, leur densité (m^{-3}) et leur orientation. Les composants végétaux peuvent être représentés par des diffuseurs diélectriques tels des cylindres, des ellipsoïdes ou des disques. La figure II-B1 illustre la configuration du problème pour une couche de hauteur H .

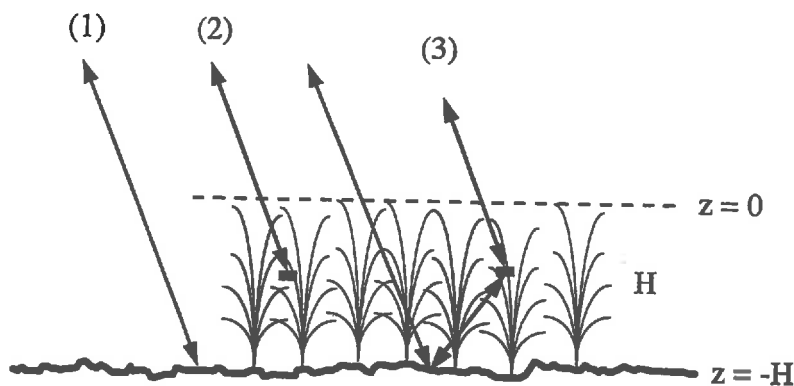


Figure II-B1: Les principales contributions intervenant dans la rétrodiffusion d'un couvert végétal: (1) sol atténué; (2) diffusion du couvert; (3) interaction couvert - sol.

Le modèle calcule le coefficient de rétrodiffusion qui lui est associée par résolution itérative de l'équation du transfert radiatif (cf. annexe II-A). Ceci conduit à l'expression:

$$\sigma_{mn}^0 = \sum_{q=0} \sigma_{mn}^{0(q)}$$

m et n (=v,h) désignant les polarisations de réception et d'émission respectivement, et q l'ordre de la solution itérative de l'équation du transfert radiatif. Les solutions à l'ordre 0 et 1 sont représentées fig. II-B1, les solutions d'ordre supérieure étant dans la majorité des cas négligeables devant les deux premières.

La solution à l'ordre 0 représente la contribution du sol atténué deux fois par le couvert végétal (cf. (1) de la figure II-B1). Elle a pour expression:

$$\sigma_{mn}^{0(0)}(\theta_i, \phi_i) = \sigma_{mn}^0(s)(\theta_i, \phi_i) = L_m(\theta_i) \sigma_{mnS}^0(\theta_i, \phi_i) L_n(\theta_i)$$

où $\sigma_{mnS}^0(\theta_i, \phi_i)$ représente le coefficient de rétrodiffusion du sol. Sa détermination se fait à l'aide de modèles de rétrodiffusion de sols (Ulaby *et al.*, 1982, Fung *et al.*, 1992, Oh *et al.*, 1992). Cette expression correspond au premier terme du membre de droite de l'expression III-17 (cf. chap. III).

$L_m(\theta_i)$, est le facteur d'atténuation de la couche dans la direction de l'onde incidente pour la polarisation m. Il est donné par l'expression:

$$L_m(\theta_i) = e^{-\frac{k_m(\theta_i)H}{\cos(\theta_i)}}$$

où k_m désigne le coefficient d'extinction de la couche. Son expression est:

$$k_m(\theta_i) = \sum_{l=1}^{N_d} n_l \langle \kappa_{lm}(\theta_i) \rangle$$

où N_d représente le nombre de groupes de diffuseurs dans la couche considérée, et, pour chaque groupe l, n_l la densité de diffuseurs (m^{-3}) et $\kappa_{lm}(\theta_i)$ la section efficace d'extinction d'un diffuseur. La moyenne s'effectue sur la distribution d'orientation $P_l(\alpha, \beta)$ de chaque groupe de manière similaire à l'expression III-13 du chapitre III.

La solution à l'ordre 1 comprend le terme de diffusion de la couche végétale $\sigma_{mn}^0(c)$ et celui correspondant à l'interaction entre le couvert herbacé et le sol $\sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s)$ (respectivement (2) et (3) fig. II-B1) et a pour expression:

$$\sigma_{mn}^{0(1)} = \sigma_{mn}^0(c) + \sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s)$$

$\sigma_{mn}^0(c)$ correspond au deuxième terme du membre de droite de l'expression III-17 et a pour expression :

$$\sigma_{mn}^0(c) = 4\pi \cos(\theta_i) Q_{mn}(\theta_i, \phi_i) \left[\frac{1 - L_m(\theta_i)L_n(\theta_i)}{k_m(\theta_i) + k_n(\theta_i)} \right]$$

$Q_{mn}(\theta_i, \phi_i)$ correspond à la rétrodiffusion d'un élément de volume dans la couche végétale. Son expression est:

$$Q_{mn}(\theta_i, \phi_i) = \sum_{l=1}^N n_l \left\langle |f_{lmn}(-i, i)|^2 \right\rangle$$

où $f_{lmn}(-i, i)$ est l'amplitude de diffusion d'un diffuseur appartenant au lième groupe. La quantité entre crochet est le résultat de l'intégration du facteur de perte $\exp\left[-\frac{k_m(\theta_i) + k_n(\theta_i)}{\cos(\theta_i)} z\right]$ associé à un élément de volume à une hauteur $-z$.

La contribution due à l'interaction correspond au troisième terme du membre de droite de l'expression III-17. Elle est la somme de deux termes:

$$\sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s) = \sigma_{mn}^0(c \rightarrow s) + \sigma_{mn}^0(s \rightarrow c)$$

le premier correspondant à la diffusion du couvert suivi de la diffusion du sol tandis que le deuxième traduit la diffusion du sol suivi de celle du couvert.

Le premier terme a pour expression:

$$\sigma_{mn}^0(c \rightarrow s) = L_m(\theta_i) \int_0^{2\pi} d\phi_t \int_0^{\pi/2} \sin\theta_t d\theta_t \sum_{u=v,h} \sigma_{mus}(\theta_i, \phi_i; \theta_t, \phi_t) Q_{un}(\pi - \theta_t, \phi_t; \pi - \theta_t, \phi_t) \cos(\theta_i) \cdot \left(\frac{L_u(\theta_t) - L_n(\theta_t)}{k_n(\theta_t) \cos(\theta_t) - k_u(\theta_t) \cos(\theta_t)} \right)$$

La quantité $Q_{un}(\pi - \theta_t, \phi_t; \pi - \theta_t, \phi_t)$ représente la diffusion correspondant à un élément de volume situé à la hauteur $-z$ dans le couvert dans la direction $(\pi - \theta_t, \phi_t)$. L'onde incidente

au niveau de ce diffuseur est atténuée du facteur: $e^{-\frac{k_n(\theta_t)z}{\cos(\theta_t)}}$. Le signal diffusé par cet

élément vers le sol est ensuite atténué du facteur $e^{-\frac{k_u(\theta_t)(H-z)}{\cos(\theta_t)}}$. L'intégration de ces deux

facteurs sur la hauteur de la couche produit le terme entre parenthèse dans l'expression précédente. Ce signal doit être modifié par $L_m(\theta_i)\sigma_{muS}(\theta_i, \phi_i; \theta_t, \phi_t)$ où $\sigma_{muS}(\theta_i, \phi_i; \theta_t, \phi_t)$ désigne la section efficace radar bistatique du sol, pour traduire la réflexion sur le sol et la propagation jusqu'au capteur à travers la couche végétale. L'intégration sur $d\theta_t$ et $d\phi_t$ tient compte de toutes les directions vers lesquelles le signal peut être diffusé du couvert en direction du sol. La sommation sur u tient compte des combinaisons possibles de polarisation.

L'expression correspondant à la diffusion du sol puis celle de la canopée se trouve de manière analogue et a pour expression:

$$\sigma_{mn}^0(s \rightarrow c) = L_n(\theta_i) \int_0^{2\pi} d\phi_t \int_0^{\pi/2} \sin\theta_t d\theta_t \sum_{u=v,h} Q_{mu}(\theta_s, \phi_s; \theta_t, \phi_t) \sigma_{unS}(\theta_t, \phi_t; \pi - \theta_i, \phi_i) \cos(\theta_s) \left(\frac{L_m(\theta_s) - L_u(\theta_t)}{k_n(\theta_t) \cos(\theta_s) - k_m(\theta_s) \cos(\theta_t)} \right)$$

Le calcul de σ^0 nécessite donc le calcul des amplitudes de diffusions des diffuseurs élémentaires. Le théorème optique permet d'en déduire le coefficient d'extinction du diffuseur. Le facteur d'atténuation de la couche s'en déduit directement. C'est également à partir de l'amplitude de diffusion d'un diffuseur que le coefficient de rétrodiffusion de la couche végétale est obtenu.

Plusieurs approximations permettent d'obtenir les amplitudes de diffusion lorsque les diffuseurs ont des formes géométriques relativement simples. Ainsi l'approximation des cylindres de longueur finie (Karam *et al.*, 1988a) est utilisée dans le cas de tiges et de branches ou l'approximation généralisée de Gans-Rayleigh pour les disques ou les ellipsoïdes (Karam *et al.*, 1988b) dans le cas des feuilles.

BIBLIOGRAPHIE

REFERENCES

- Alphonse, 1988: *Extraction de paramètres d'un couvert végétal en télédétection hyperfréquence active. Méthodologie et application aux données en bande C pour l'humidité du sol et la biomasse en eau de couverts de soja*. Thèse de docteur -ingénieur en sciences agronomiques, ENSA Rennes.
- Attema E.R.W. & Ulaby F.T., 1978: *Vegetation modeled as a water cloud*. Radio Science, vol 13, N° 2, pp. 357-364.
- Becker F., Choudhury B.J., 1988: *Relative sensitivity of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Microwave Difference Index (MPDI) for vegetation and desertification monitoring*. Rem. Sens. of Env., vol.24, n° 2, pp 297-311.
- Birrer I.J., Bracalente E.M., Dome G.J., Sweet J., Berthold G., 1982: *Signature of the Amazon Rain Forest obtained from the Seasat Scatterometer*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-20, n° 1, pp 11-17.
- Carter D.J.Q., 1986: *On-ground verification and in-orbit performance prediction of the ERS-1 wind scatterometer*. Proc. of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 Sept., pp. 175-180.
- Choudhury B.J., 1987: *Estimates of primary productivity over Thar desert upon Nimbus-7 37 GHz data: 1979-1985*. Int. Journal of Remote Sensing, vol. 8, n° 12, pp 1885-1890.
- Elachi C., 1988: *Spaceborne Radar and Remote Sensing: Applications and Techniques*, New-York, NJ: IEEE Press.
- Fung A.K., 1994: *Microwave Scattering and Emission Models and their applications*, London, UK: Artech House.
- Fung A.K., Li Z., Chen K.S., 1992: *Backscattering from a randomly rough dielectric surface*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, n° 2, pp 356-369.
- Fischer R.E., 1972: *Standard deviation of scatterometer measurement from space*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-10, n° 2, pp 106-113.
- Frison P.L., Mougin E., 1994: *Synergistic use of ERS-1 wind scatterometer data and global vegetation index data for terrestrial vegetation studies*. Proc. of of Satellite Remote Sensing symposium, Europto, Rome, 26-30 sept.
- Goodman J.W., 1985: *Statistical optics*. J. Wiley & Sons Inc. Ed., New-York.
- Goward S.N., Dye D.G., 1987: *Evaluating North American net primary productivity with Satellite observations*. Adv. Space Res., 7, 165-174.
- Hallikainen M., Pulliainen J., Virtanen M., Walker N., Metsmäkä S., Ikonen J.P., Suksdorff Y., Manninen T., 1996: *Scatterometer and radiometer land applications*. Rapport final pour l'agence spatiale européenne, Avril.
- Hans P., Munz H., Kremer R., 1986: *Quasi real time conversion of ERS-1 Scatterometer raw data to σ^0 -triplets*. Proc. of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 Sept., pp. 389-394.

- Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., Russell G., 1981: *Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide*. Science, 213, pp 957-966.
- Hiernaux P.H.Y., 1984: *Distribution des pluies et production herbacée au Sahel: une méthode empirique pour caractériser la distribution des précipitations journalières et ses effets sur la production herbacée*. Document de Programme AZ 98, CIPEA, Mali, 48 pp.
- Imhoff, M.L., 1995: *Radar backscatter and biomass saturation: ramifications for global biomass inventory*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol.33, n° 2, pp 511-518.
- Ishimaru A., 1978: *Wave propagation and scattering in random media*. tomes 1 et 2. Academic Press, New-York.
- Justice C.O., Townshend J.R.G., Holben B.N., Tucker C.J., 1985: *Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data*. Int. Journal of Remote Sensing, vol.6, n° 8, pp 1271-1318.
- Kaladgew S., 1996: *Suivi de la végétation en zone périarctique au moyen des micro-ondes*. Rapport de DEA Physique et Chimie de l'Environnement, INP Toulouse.
- Karam F.A., Fung A.K., Antar Y.M.M., 1988a: *Electromagnetic scattering from a layer of finite randomly oriented, dielectric, circular cylinders over a rough interface with application to vegetation*. Int. J. of Remote Sensing, vol.9, n° 6, pp 1109-1134.
- Karam F.A., Fung A.K., Antar Y.M.M., 1988b: *Electromagnetic wave scattering from some vegetation samples*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol.26, n° 6, pp 799-808.
- Karam F.A., Fung A.K., Lang R.H., Chauhan N.S., 1992: *A microwave scattering model for layered vegetation*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol.30, n° 4, pp 767-784.
- Karam F.A., Amar F., Fung A.K., Mougin E., Lopes A., Le Vine D.M., Beaudoin A., 1995: *A microwave polarimetric scattering model for forest canopies based on vector radiative transfer theory*. Remote Sensing of Environment, vol.53, pp 16-30.
- Kennet R.G. & Li F.K., 1989: *Seasat over land scatterometer data, part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 27, n° 5, pp 592-605.
- Kennet R.G. & Li F.K., 1989: *Seasat over land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 27, n° 6, pp 779-788.
- Kerr Y.H., Magagi R.D., 1993: *Use of ERS-1 wind-scatterometer data over land surfaces: arid and semi-arid lands*. Proc. of the 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, 11-14 Oct., pp. 383-388.
- Kumar M., Monteith J.L., 1982: *Remote sensing of plant growth*. Plants and the daylight spectrum, Smith Ed., London Academic Press, 133-144.
- Lang R.H., Sidhu J.S., 1983: *Electromagnetic backscattering from a layer of vegetation: a discrete approach*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, GRS-21, pp 62-71.
- Le Toan T., Pausader M., 1981: *Active microwaves signatures of soil and vegetation covered surfaces. Results of Measurements programs*. Colloque international sur les signatures spectrales d'objets en télédétection, Avignon, Sept. 1981, pp. 303-313.

- Long D.G., Skouson, G.B., 1996: *Calibration of spaceborne scatterometers using tropical rain forests*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol.34, n° 2, pp 413-424.
- Long D.G., Hardin P.J., Whiting P.T., 1993: *Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol.31, n° 3, pp 700-715.
- Lopes A., 1983: *Etude expérimentale et théorique de l'atténuation et de la rétrodiffusion des micro-ondes par un couvert de blé. Application à la télédétection. Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier de Toulouse*.
- Magagi R., 1995: *Etude de synergie optique et micro-onde active. Estimation des paramètres de surface en zone semi-aride: cas du Sahel*. Thèse de l'INP de Toulouse.
- Moore R.K., et al. 1974: *Simultaneous active and passive microwave response of Earth -- The Skylab Radscat experiment*. Proc. 9th Intl. Symp. on Remote Sensing of Environment, pp. 189-217.
- Moore R.K., 1983: *Radar Fundamentals and Scatterometers*, Manual of Remote Sensing - Vol. 1, Chap. 9, Sheridan Press.
- Mougin E., Lopes A., Le Toan T., 1990: *Microwave propagation at X band in cylindrical-shaped forest components: attenuation observations*. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol.28, n° 1, pp 60-68.
- Mougin E., Lopes A., Proisy C., Warich A., Frison P.L., Lo Seen D., Lecomte P., 1993: *Analysis of ERS-1 scatterometer data over land surfaces - Preliminary results*. Proc. of the 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, 11-14 Oct., pp. 393-397.
- Mougin E., Lo Seen D., Rambal S., Gaston A., and Hiernaux P., 1995: *A regional Sahelian grassland model to be coupled with satellite multispectral data. I: Model description and validation*. Remote Sensing of Environment, vol. 52, pp 181-193.
- Oh Y., Sarabandi K., Ulaby F.T., 1992: *An empirical model and inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces*. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol.30, n° 2, pp 370-381.
- Prince S.D. & Choudhury B.J., 1989: *Interpretation of Nimbus-7 37 GHz microwave brightness temperature data in semi-arid Southern Africa*. Int. Journal of Remote Sensing vol.10, n° 10, pp 1643-1662.
- Prince S.D., 1991: *Satellite remote sensing of primary production. Comparison and results for Sahelian grasslands 1981-1988*. Int. Journal of Remote Sensing vol.12, n° 6, pp 1301-1311.
- Proisy C., 1993: *Analyse des données du diffusiomètre-vent d'ERS-1 pour l'étude globale de la végétation terrestre*. Rapport de DEA d'Atmosphère, géophysique et techniques spatiales de l'Université Paul Sabatier de Toulouse.
- Stoffelen A., Anderson, D., 1993: *Characterisation of ERS-1 scatterometer measurements and wind retrieval*. Proc. of the 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, 11-14 Oct., pp. 997-1002.

RESUME

Conçus à l'origine pour l'estimation de la vitesse et de la direction des vents au-dessus des océans, les diffusiomètres spatiaux s'avèrent bien adaptés pour l'observation des terres émergées à l'échelle globale. En effet, les fréquences radars qu'ils utilisent sont sensibles à différents paramètres de surface (humidité et rugosité du sol, biomasse,....). Le diffusiomètre-vent à bord des satellites ERS opère en bande C (5.3 GHz - polarisation VV) et mesure le coefficient de rétrodiffusion radar σ^0 de la surface observée sous une large gamme d'incidence (18° - 59°). Sa basse résolution spatiale (environ 50 km) est associée à une couverture temporelle de quelques jours permettant le suivi de la végétation terrestre à une échelle de temps compatible avec les processus associés à la dynamique de la végétation. C'est la première fois qu'un jeu de données radar globales acquises sur une période couvrant août 91 à nos jours, soit environ 5 années, est disponible. La continuité de ce jeu de données pour les prochaines années est de plus assurée avec la mise en orbite d'instruments similaires prévue d'ici à la fin du siècle.

L'objectif du travail est de contribuer à améliorer les connaissances sur les données radar acquises sur terre par les systèmes à basse résolution spatiale. L'observation de la réponse du diffusiomètre du satellite ERS-1 sur un grand nombre de surfaces terrestres révèle une bonne corrélation entre la dynamique de la végétation et σ^0 acquis aux grands angles d'incidence. De plus, le diffusiomètre-vent semble particulièrement bien adapté à l'étude des régions à faible biomasse (zones arides et semi-arides, zones boréales). Une étude de modélisation du signal observé est ensuite entreprise sur une région sahélienne. Les paramètres d'entrée du modèle relatifs à l'humidité du sol et à la couche végétale sont issus d'un modèle régional de fonctionnement de la couche herbacée sahélienne. Les résultats montrent un bon accord général entre les coefficients de rétrodiffusion observés et simulés. En particulier l'amplitude annuelle du signal est bien prédite ainsi que sa dynamique temporelle. Une simplification du modèle de rétrodiffusion est alors effectuée. L'utilisation du modèle semi-empirique ainsi obtenu permet alors d'élaborer une méthode visant à estimer la biomasse à partir des mesures radar.