

# Modélisation de la réflectance spectrale et directionnelle des sols

## Application au concept de droite des sols\*

Stéphane JACQUEMOUD (1), Frédéric BARET (2), Jean-François HANOCQ (2)

(1) Joint Research Centre, Institute for Remote Sensing Applications/Advanced Techniques, TP 272, 21020 Ispra (Va), Italy.  
(2) Inra Bioclimatologie, BP 91, 84143 Montfavet cedex, France.

### RÉSUMÉ

*Le modèle de Hapke est un modèle de transfert radiatif qui permet de simuler des spectres de réflectance de sols dans toutes les directions de l'espace. Les paramètres du modèle ont été calés à partir de données expérimentales acquises au laboratoire de façon à ce que les valeurs de réflectance simulées concordent avec les valeurs mesurées. Les résultats de l'inversion montrent que le modèle décrit très bien les effets directionnels quelle que soit la longueur d'onde. En outre, il apparaît que l'albédo de simple diffusion est le seul paramètre du modèle variant significativement avec la longueur d'onde. La réalité physique des autres paramètres est discutée comme celle du paramètre de rugosité du sol. Enfin, le concept de droite des sols est exploré dans le cadre du modèle.*

MOTS CLÉS : Télédétection — Modèle — Sols — Droite du sol.

### ABSTRACT

#### MODELING SPECTRAL AND DIRECTIONAL REFLECTANCE OF SOILS APPLICATION TO THE SOIL LINE CONCEPT

*The Hapke's radiative transfer model which calculates soil reflectance is investigated over a wide range of soils. The optical properties of 26 soils were measured under several viewing angles both with a field spectroradiometer (1000 narrow wavebands from 450 nm to 2450 nm) and a radiometer simulating TM channels (the five TM2, TM3, TM4, TM5, and TM7 broad bands). The input parameters of the model (single scattering albedo  $\omega$ , phase function  $P(g, g')$ , and a variable characteristic of soil roughness  $h$ ) were fitted to these observations so that the simulated reflectance matched the measured reflectance. Results show that the model allows very good description of the directional effects for all wavelengths. Further, it appears that the only parameter that varies significantly with wavelength is the single scattering albedo. However, problems are encountered while comparing some of the parameters such as the roughness parameter to actual variations of soil surface roughness. The model is finally applied to investigate the soil line concept, a linear relationship observed between red and near infrared reflectances of a bare soil. The slope of the soil line corresponds to the ratio of the two single scattering albedos. The intercept originates from the difference in multiple scattering observed in each of the two wavelength bands used. The concept of soil line is shown to be very robust over the whole spectral domain as soon as soil types are separated, and when the effect of*

---

\* Ce travail a été effectué à l'Inra de Montfavet, où S. Jacquemoud bénéficiait d'une bourse de thèse Inra/CNES, et financé en partie par le CNES, le CNRS, l'Inra et l'Ifremer dans le cadre d'une « ATP Télédétection spatiale ».

*the viewing and source configurations as well as the surface roughness are considered. However, in the middle infrared spectral domain, the soil line concept fails when soil moisture is a factor of variation.*

KEYWORDS : Remote sensing — Model — Soil — Soil line.

## INTRODUCTION

Lorsque le sol est l'objet principal d'étude — c'est le cas pour les pédologues qui cherchent à cartographier la variabilité spatiale des sols ou à suivre leur état de surface par télédétection —, la végétation est considérée comme un bruit ; au contraire, pour des applications liées à la végétation, l'élément perturbateur est le sol dont les propriétés optiques peuvent, pour un couvert épars, influencer fortement la réponse radiométrique. Une bonne caractérisation des propriétés optiques des sols est donc nécessaire à toute étude par télédétection des surfaces naturelles ou cultivées.

Les propriétés optiques des sols dépendent des propriétés spectrales intrinsèques des matériaux pédologiques (minéraux, matière organique, eau), de la taille des agrégats et de la géométrie de mesure (angles solaire et de visée). Elles sont susceptibles de varier très rapidement dans l'espace et dans le temps pour certaines d'entre elles.

Les propriétés spectrales des sols ont été beaucoup étudiées en laboratoire sur des poudres minérales et en milieu naturel sur des roches ou des sols variés. L'indice de réfraction complexe des constituants du sol explique la variation spectrale de la réflectance. La partie réelle  $R(n)$  qui est à l'origine de phénomènes de réflexion lorsque la lumière rencontre des discontinuités varie peu en fonction de la longueur d'onde en dehors des bandes d'absorption. De plus, les constituants du sol ayant des indices de réfraction réels du même ordre de grandeur, ces discontinuités sont surtout créées aux interfaces particules du sol/air. Elles expliquent la diminution de la réflectance quand la taille des particules augmente (GROVE *et al.*, 1992) ou bien l'assombrissement d'un sol dont la teneur en eau volumique augmente (IDSO *et al.*, 1975 ; TWOMEY *et al.*, 1986). La partie imaginaire de l'indice de réfraction  $I(n)$  décrit l'absorption du rayonnement électromagnétique par le milieu. Au niveau microscopique, l'absorption est liée à des transitions électroniques dans le visible, à des vibrations/rotations de molécules dans le proche et moyen infrarouge. Ainsi les transitions électroniques du fer expliqueraient en grande partie la diminution de la réflectance dans le bleu (HUNT, 1980). Au niveau macroscopique, les sols ont été étudiés de façon assez empirique : par exemple la réflectance spectrale d'un sol décroît sur tout le domaine visible lorsque la teneur en matière organique augmente (KASUMOV *et al.*, 1992). BAUMGARDNER *et al.* (1985), IRONS *et al.* (1989) ont recensé les principaux constituants

du sol affectant la réflectance : les minéraux (argiles, oxydes et hydroxydes de fer, carbonates, sulfates...), la matière organique (humus et substances non humiques), l'eau et l'air forment des milieux extrêmement variés dont les propriétés optiques sont en conséquence presque infinies. STONER et BAUMGARDNER (1981) ont néanmoins défini cinq classes de spectres caractéristiques de la plupart des sols des États-Unis. Ces travaux se contentent souvent de cataloguer des spectres acquis dans une configuration de mesure précise. De telles études sont, bien entendu, utiles dans une optique de cartographie ou de classification, mais elles contribuent assez peu à la compréhension des interactions entre le rayonnement solaire et les sols. Il est de plus nécessaire de considérer les propriétés directionnelles.

Le rayonnement solaire qui arrive sur un sol ne rencontre généralement pas une surface plate et lisse mais une surface rugueuse et irrégulière. La rugosité de surface est le premier facteur influençant la réponse bidirectionnelle d'un sol nu. Comme pour les couverts végétaux, les sols rugueux peuvent présenter un phénomène de rétrodiffusion (« hot spot ») important ; au contraire, certaines surfaces désertiques planes sont caractérisées par un effet spéculaire très marqué (DEERING *et al.*, 1990). Plusieurs indices (variations de surface, distribution et taille des particules...) ont été définis pour décrire la surface d'un sol, mais leur mesure directe présente encore des difficultés. De plus, selon que les particules du sol sont transparentes ou opaques, la réflectance bidirectionnelle s'accroît ou décroît lorsque leur taille diminue (IRONS *et al.*, 1989). La compréhension et la description de la diffusion de la lumière entre les particules devraient nous fournir des informations intéressantes sur la rugosité de surface.

Un des principaux enseignements de cette revue bibliographique est que l'expérimentation ne permet d'analyser que très partiellement le rôle des différents facteurs influençant la réponse radiométrique des sols. L'interprétation de données satellitaires acquises au même moment par des capteurs différents (bandes spectrales et résolutions spatiales différentes), ou par un même capteur à des instants différents, requiert l'utilisation de modèles de réflectance des sols. Il en existe plusieurs dans la littérature : discrets ou continus, déterministes ou empiriques, inversibles ou non inversibles (STRAHLER *et al.*, 1986).

Les propriétés spectrales sont le plus souvent décrites au niveau macroscopique : ISHIDA *et al.* (1991) ont proposé un modèle théorique permettant de simuler l'effet de l'hu-

midité du sol sur la réflectance ; ils introduisent l'indice de réfraction complexe du milieu,  $n + ik$ , dont la partie imaginaire  $k$ , assimilable à un coefficient d'extinction, est fortement corrélée aux propriétés chimiques du sol (oxydes de fer en particulier). BEDIDI *et al.* (1992) ont fait de même sur des sols latéritiques. La rareté des modèles peut s'expliquer par la complexité et la variété des phénomènes mis en jeu.

La réflectance directionnelle d'un sol nu étant principalement influencée par la rugosité de surface, la modélisation des phénomènes de diffusion de la lumière entre les agrégats du sol a fait l'objet de nombreuses études. Le modèle géométrique de DEERING *et al.* (1990), dans lequel les effets spéculaires et la rétrodiffusion sont formulés séparément, a permis de simuler avec succès la réflectance directionnelle de sols désertiques. CIERNIEWSKI (1987, 1989) qui assimile la surface d'un sol à des sphères équidistantes de même rayon, disposées sur un plan de pente variable, suppose que la réflectance est fortement liée aux ombres créées par les agrégats, et dépend donc de la rugosité et de la géométrie de mesure. Cette hypothèse est correcte mais, comme le montre ESCADAFAL (1989), la réflectance ne diminue pas aussi vite que le modèle le prévoit en supposant les ombres totalement sombres. Cette dérive est d'autant plus importante que l'albédo du sol est élevé. Il apparaît donc nécessaire de prendre en compte les réflexions d'ordre supérieur qui interviennent quand les particules sont proches les unes des autres. Des modèles dérivés de la théorie du transfert radiatif ont été développés pour décrire quantitativement cette diffusion multiple (CHANDRASEKHAR, 1960 ; IRONS *et al.*, 1989). On peut les inverser afin d'estimer des caractéristiques du milieu à partir d'observations de télédétection. HAPKE (1963, 1981, 1984), HAPKE et WELLS (1981) ont proposé une solution approchée de l'équation de transfert radiatif intégrant l'effet de « hot spot ». Ce modèle à cinq paramètres permet de simuler aussi bien des mesures de réflectance au laboratoire que des observations de surfaces de planètes. PINTY et VERSTRAETE (1990) et PINTY *et al.* (1989) ont validé ce modèle sur des sols nus.

La bibliographie montre une absence de modèles intégrant simultanément les propriétés spectrales et directionnelles des sols. Ces deux composantes sont généralement dissociées ; or si on veut relier les propriétés spectrales d'un sol avec sa composition minérale ou sa teneur en eau, il est nécessaire de s'affranchir des effets liés à la rugosité et à la géométrie de mesure (angles zénithaux et azimutaux). Comme VINCENT et HUNT (1968) ou IDSO *et al.* (1975), on peut corriger ces effets par des relations empiriques mais, dans ce cas, on perd l'information concernant la rugosité et la fonction de phase de la surface étudiée. Un meilleur moyen serait d'utiliser un modèle de réflectance bidirectionnelle qui permettrait de séparer « proprement » les composantes spectrale et directionnelles du si-

gnal radiométrique. C'est ce que nous avons réalisé en généralisant le modèle de transfert radiatif de Hapke (1981) de manière à isoler les paramètres dépendant de la longueur d'onde des autres paramètres du modèle. Nous décrivons dans un premier temps ce modèle et les modifications que nous y avons apportées. Puis nous détaillons l'expérience mise en œuvre pour valider ce modèle. Les données acquises au laboratoire en conditions contrôlées nous serviront à caler les paramètres du modèle et à discuter leur dépendance spectrale (JACQUEMOUD *et al.*, 1992). Enfin, nous verrons une application directe du modèle pour la détermination des droites des sols et leur déterminisme (BARET *et al.*, 1993).

## LE MODÈLE

Bien qu'il existe de nombreux modèles de réflectance bidirectionnelle dans la littérature, le modèle de Hapke a été choisi pour les raisons suivantes :

— la réflectance de la surface est reliée à des paramètres qui ont un sens physique : un albédo de simple diffusion, une fonction de phase des particules, et une rugosité de surface ;

— ce modèle a déjà été validé au laboratoire, sur des surfaces planétaires variées, sur des sols terrestres (PINTY *et al.*, 1989) et sur des poudres minérales (BEDIDI *et al.*, 1992).

### L'équation de transfert radiatif

Considérons une surface plane au niveau  $z = 0$ , constituée de particules sphériques irrégulières, orientées au hasard. Ce milieu est éclairé dans la direction  $(i, \psi)$  par un faisceau lumineux collimaté d'intensité  $J$  et est observé par un détecteur dans la direction  $(e, 0)$ . L'angle de phase  $g$  est décrit par l'écart entre ces deux directions (fig. 1). La radiance par unité de surface et d'angle solide du détecteur  $I$  peut être considérée comme la somme d'une diffusion simple  $I_s$  et d'une diffusion multiple  $I_m$  :  $I = I_s + I_m$ . CHANDRASEKHAR (1960) a montré que, pour un milieu semi-infini,  $I_m$  était moins sensible à la fonction de phase des particules que  $I_s$ . Le terme de diffusion simple est donc calculé de façon exacte pour n'importe quelle fonction de phase  $P(g)$ , alors qu'on suppose une diffusion isotrope ( $P(g) = 1$ ) pour la diffusion multiple :

$$I_s = \frac{J\omega}{4\pi} \frac{\cos i}{\cos i + \cos e} P(g) \quad [1]$$

$$I_m = \frac{J\omega}{4\pi} \frac{\cos i}{\cos i + \cos e} \{H(\omega, \cos i)H(\omega, \cos e) - 1\} \quad [2]$$

où  $\omega$  est l'albédo de simple diffusion (rapport entre l'énergie incidente diffusée et l'énergie totale soit diffusée, soit absorbée par les particules), et  $P(g)$  la fonction de phase

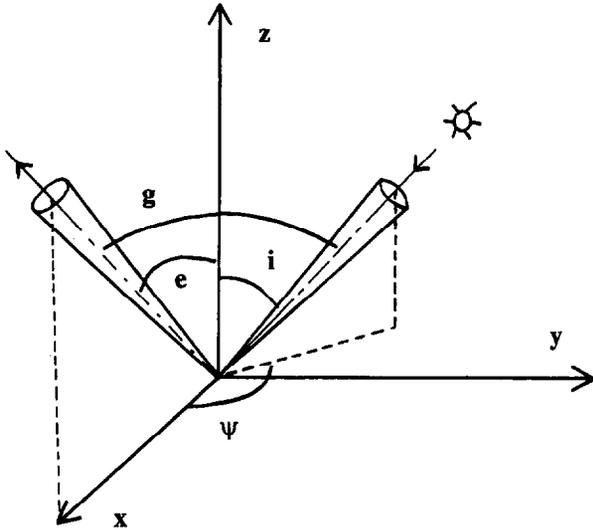


FIG. 1. — Le concept de réflectance bidirectionnelle.  
The bidirectional reflectance concept.

des particules ; l'expression  $H(\omega, \cos i)H(\omega, \cos e) - 1$  permet d'approximer la diffusion multiple :

$$H(\omega, x) = \frac{1+2x}{1+2\sqrt{1-x}} \quad [3]$$

La réflectance bidirectionnelle s'écrit donc :

$$\rho = \frac{\omega}{4\pi} \frac{\cos i}{\cos i + \cos e} \{P(g) + H(\omega, \cos i) H(\omega, \cos e) - 1\} \quad [4]$$

Ces équations ont été utilisées avec succès par HAPKE (1981) et PINTY *et al.* (1989) pour décrire la réflectance bidirectionnelle de sols rugueux. Nous les avons modifiées afin de généraliser leur domaine d'application.

#### LA FONCTION DE PHASE P(G)

Elle décrit la distribution spatiale de la lumière réfléchiée par le volume élémentaire de diffusion d'une surface donnée. Selon la nature des objets constituant cette surface, la fonction de phase peut être de 4 types :

- diffusion isotrope :  $P(g) = 1$  ;
- diffusion spéculaire : la lumière est réfléchiée préférentiellement dans la direction opposée à celle de l'éclairage ;
- rétrodiffusion : la lumière est réfléchiée préférentiellement dans la direction d'éclairage. Ce cas s'applique à des particules opaques présentant des faces rugueuses orientées au hasard ;
- diffusion mixte : elle regroupe tous les cas intermédiaires entre la diffusion spéculaire et la rétrodiffusion, les deux effets pouvant être conjugués avec un minimum de diffusion près de la normale à la surface.

L'expression de la fonction de phase n'a souvent aucune justification théorique : on la choisit pour sa simplicité et parce qu'elle illustre un type de diffusion pour une expérience donnée. On constate dans le tableau I que la fonction de phase dépend toujours de l'angle de phase  $g$  quel que soit le comportement de la surface. La figure 2 a représente les courbes isophases (même angle de phase) pour un angle d'éclairage  $i = 60^\circ$ . On peut de même

TABLEAU I  
Quelques fonctions de phase extraites de la littérature  
A few phase function extracted from the literature

Auteurs	Catégorie	Fonction de phase
HAPKE (1963)	spéculaire	$\frac{4}{9}(1 - \frac{1}{2}\cos g)^2$
VAN DE HULST (1957)	rétrodiffusion	$\frac{2}{3\pi}(\sin g + (\pi - g)\cos g) / \pi$
HAPKE (1963)		$\frac{2}{3\pi} \left[ \frac{\sin g + (\pi - g)\cos g}{\pi} + \frac{(1 - \cos g)^2}{10} \right]$
HENYEV et GREENSTEIN (1941)	mixte	$\frac{1 - \theta^2}{[1 + \theta^2 - 2\theta\cos(\pi - g)]^{3/2}}$
HAPKE (1981), PINTY <i>et al.</i> (1989)		$1 + b\cos g + c \frac{3\cos^2 g - 1}{2}$
PINTY et RAMOND (1986)		$1 + (1 - k)\cos^2 g$

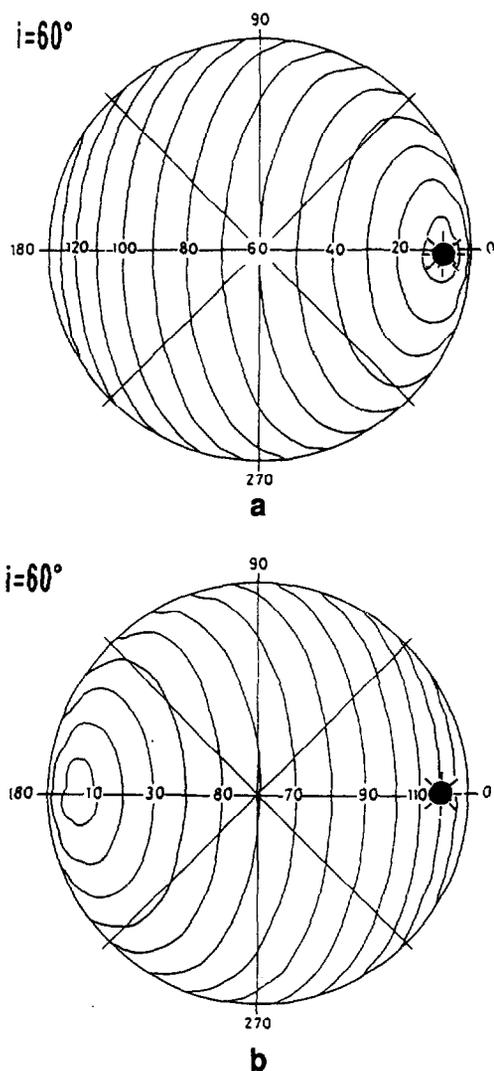


FIG. 2. — Isocontours de (a) l'angle de phase  $g = \cos i \cos e + \sin i \sin e \cos \psi$  et de (b) l'angle d'anti-phase  $g' = \cos i \cos e - \sin i \sin e \cos \psi$  pour un angle d'éclairement  $i = 60^\circ$ .  
 Plot contour of (a) the phase angle  $g = \cos i \cos e + \sin i \sin e \cos \psi$ , (b) the anti-phase angle  $g' = \cos i \cos e - \sin i \sin e \cos \psi$  for an illumination angle  $i = 60^\circ$ .

tracer les isocontours de la fonction de phase : prenons pour  $P(g)$  une somme de polynômes de Legendre (PINTY *et al.*, 1989),  $P(g) = 1 + b \cos g + c(3 \cos^2 g - 1)/2$ , et conservons le même angle d'éclairement  $i = 60^\circ$ .  $P(g)$  simule bien une rétrodiffusion dominante (fig. 3 a) ; en revanche, une telle paramétrisation ne peut pas représenter correctement un effet spéculaire concentré dans la direction opposée à celle de l'éclairement (fig. 3 b). Nous avons donc défini un angle « d'anti-phase »  $g'$ , dont les isocontours sont symétriques à ceux de l'angle de phase  $g$  (fig. 2 b), et

avons construit une fonction de phase moyenne  $P(g, g')$  composée de polynômes de Legendre et capable d'expliquer aussi bien la rétrodiffusion que l'effet spéculaire qui caractérise les sols lisses (fig. 3 c).

$$P(g, g') = 1 + b \cos g + c \frac{3 \cos^2 g - 1}{2} + b' \cos g' + c' \frac{3 \cos^2 g' - 1}{2} \quad [5]$$

avec  $\cos(g) = \cos(i) \cos(e) + \sin(i) \sin(e) \cos(\psi)$  et  $\cos(g') = \cos(i) \cos(e) - \sin(i) \sin(e) \cos(\psi)$ . Comme pour toute fonction de phase,  $P(g, g')$  est normalisée de façon à avoir  $\int_{4\pi} P(g, g') d\Omega / 4\pi = 1$  (cas conservatif d'une diffusion parfaite). Cependant, la fonction de phase n'explique pas à elle seule la réflectance directionnelle des sols rugueux : il faut prendre en compte l'effet d'opposition ou de « hot spot ».

#### L'EFFET D'OPPOSITION

Supposons que la macrostructure du sol soit modélisée par un système discontinu de particules, séparées par des espaces vides : HAPKE (1963) a montré que, pour un angle de phase faible ( $g \ll 20^\circ$ ), la probabilité d'éclairement d'une particule et celle de fuite de la lumière vers le détecteur n'étaient pas indépendantes car la lumière s'échappe préférentiellement dans la direction du « hot spot ». HAPKE (1963) a introduit une fonction de rétrodiffusion  $B(g)$  afin de prendre en compte l'effet d'opposition. Cette fonction dépendait initialement de l'angle de phase  $g$ , d'un paramètre de rugosité  $h$  relié à la porosité du milieu et d'un terme empirique  $B_0$  décrivant l'amplitude du « hot spot ». BECKER *et al.* (1985) ont de même construit une fonction de cavité CF dépendant d'un paramètre de cavité  $p$  défini par  $p = R/d$ ,  $R$  étant le rayon et  $d$  la profondeur de la cavité. En supposant que les particules formant la surface n'étaient pas opaques, HAPKE (1986) a introduit un terme  $S(0)$  défini comme la fraction de lumière diffusée près de la surface pour un angle de phase nul :  $B_0 = S(0) / (\omega P(0))$ . Comme l'ont fait remarquer PINTY et VERSTRAETE (1990), le paramètre  $B_0$  ne découle pas directement de la théorie. Dans certains cas, l'inversion du modèle conduit à  $S(0) > 1$  ce qui est un non-sens physique ! En ce qui nous concerne, nous sommes revenus à une formulation simplifiée de  $B_0$  en le fixant à 1. L'équation de transfert radiatif [4] s'écrit donc :

$$\rho = \frac{\omega}{4\pi} \frac{\cos i}{\cos i + \cos e} \{ [1 + B(g)] P(g) + H(\cos i) H(\cos e) - 1 \} \quad [6]$$

$$\text{avec } B(g) = \frac{1}{1 + \tan(g/2) / h} \quad [7]$$

L'équation [7] montre clairement que, pour un angle de phase  $g$  donné, une augmentation du paramètre de rugosité  $h$  conduit à une augmentation de la fonction de rétrodiffusion.

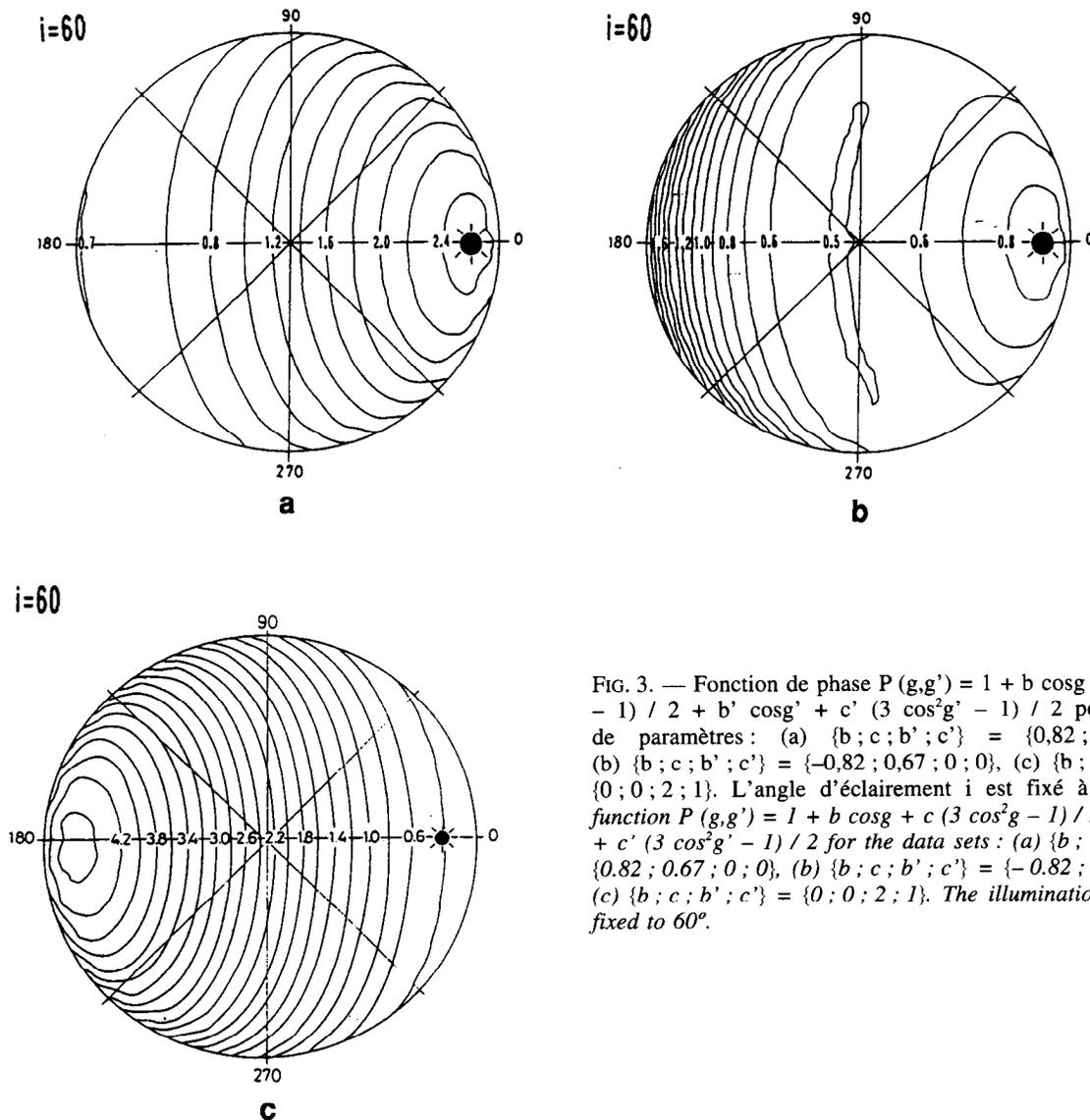


FIG. 3. — Fonction de phase  $P(g, g') = 1 + b \cos g + c (3 \cos^2 g - 1) / 2 + b' \cos g' + c' (3 \cos^2 g' - 1) / 2$  pour les jeux de paramètres : (a)  $\{b; c; b'; c'\} = \{0,82; 0,67; 0; 0\}$ , (b)  $\{b; c; b'; c'\} = \{-0,82; 0,67; 0; 0\}$ , (c)  $\{b; c; b'; c'\} = \{0; 0; 2; 1\}$ . L'angle d'éclairement  $i$  est fixé à  $60^\circ$ . Phase function  $P(g, g') = 1 + b \cos g + c (3 \cos^2 g - 1) / 2 + b' \cos g' + c' (3 \cos^2 g' - 1) / 2$  for the data sets : (a)  $\{b; c; b'; c'\} = \{0,82; 0,67; 0; 0\}$ , (b)  $\{b; c; b'; c'\} = \{-0,82; 0,67; 0; 0\}$ , (c)  $\{b; c; b'; c'\} = \{0; 0; 2; 1\}$ . The illumination angle  $i$  is fixed to  $60^\circ$ .

### Conséquences

La réflectance bidirectionnelle des sols s'écrit donc en fonction des six paramètres suivants :  $\omega$ ,  $h$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $b'$  et  $c'$ . L'avantage d'une telle approche est qu'elle permet le calcul de la réflectance pour des configurations de mesure autres que celles ayant servi à la calibration (PINTY *et al.*, 1989) et donc l'amélioration de l'estimation de l'albédo. L'albédo, intégrale des réflectances bidirectionnelles dans toutes les directions de l'espace, est une donnée qui intéresse beaucoup les climatologues car il contrôle le bilan radiatif net à la surface de la Terre.

Il est aussi possible de tester la sensibilité de la réflectance à l'angle d'incidence de la source lumineuse, et au

paramètre de rugosité  $h$ . Plaçons-nous dans le plan principal de mesure et dans l'hypothèse d'une rétrodiffusion ; on constate que la rétrodiffusion est d'autant plus importante que l'éclairement est rasant (fig. 4). L'effet d'opposition apparaît clairement lorsque l'angle de phase  $g$  s'approche de zéro. En fixant  $i$  et en faisant varier  $h$ , nos simulations montrent qu'en dehors du « hot spot », le paramètre  $h$  a une influence non négligeable sur la réflectance du sol. Une augmentation du paramètre de rugosité  $h$  entraîne une augmentation de la réflectance et un élargissement de la zone où l'effet du « hot spot » est significatif.

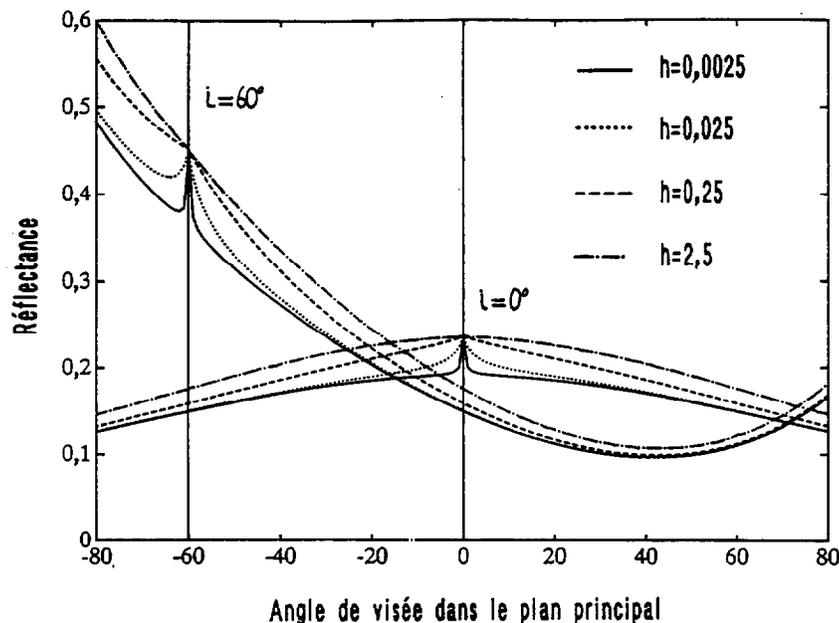


FIG. 4. — Réflectance bidirectionnelle calculée dans le plan principal de mesure (les valeurs négatives indiquent une visée dans la direction d'éclairement) pour 2 angles d'éclairement ( $i = 0^\circ$  et  $60^\circ$ ), et 4 valeurs du paramètre de rugosité ( $h = 0,0025, 0,025, 0,25, 2,5$ ). Les autres paramètres du modèle sont fixes :  $\omega = 0,25$ ,  $b = 0,82$ ,  $c = 0,67$ ,  $b' = 0$  et  $c' = 0$  (valeurs adaptées de PINTY *et al.*, 1989). Bidirectional reflectance calculated in the principal plane (negative values of the viewing angle indicate looking from the sun) for 2 illumination angles ( $i = 0^\circ$  and  $60^\circ$ ), and 4 values of the roughness parameter ( $h = 0.0025, 0.025, 0.25, 2.5$ ). The other parameters of the model are fixed:  $\omega = 0.25$ ,  $b = 0.82$ ,  $c = 0.67$ ,  $b' = 0$  and  $c' = 0$  (values adapted from PINTY *et al.*, 1989).

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

Afin de nous affranchir des conditions naturelles d'éclairement, nous avons conçu une expérience de laboratoire. Des mesures de réflectance directionnelle et spectrale ont été réalisées sur un jeu de 26 sols très différents : un sable (3 humidités  $\times$  2 rugosités), un sol argileux (3 humidités  $\times$  3 rugosités), une tourbe (3 humidités  $\times$  3 rugosités), de la pouzzolane et des galets. Disposés dans des bacs de 0,5 m de côté, ces sols présentent une large gamme de variation des paramètres du modèle de Hapke (couleur et rugosité). Les échantillons sont éclairés par 5 projecteurs de 2000 W à faisceau lumineux étroit : 1 ver-

tical, 2 dans le plan principal de mesure ( $i = 34^\circ$  et  $60^\circ$ ) et 2 dans le plan perpendiculaire ( $i = 34^\circ$  et  $60^\circ$ ).

Nous avons utilisé deux types d'instruments : un radiomètre Barringer à 5 canaux (bandes larges centrées sur  $\lambda_1 = 538$  nm,  $\lambda_2 = 631$  nm,  $\lambda_3 = 851$  nm,  $\lambda_4 = 1768$  nm, et  $\lambda_5 = 2209$  nm) pour la réflectance directionnelle (42 positions de mesures différentes détaillées dans le tableau II), et le spectroradiomètre Barringer « REFSPEC III » (1 000 bandes spectrales étroites entre 450 nm et 2 450 nm) pour la réflectance spectrale (5 configurations soulignées du tableau II). Les champs de vue étant respectivement de  $2,6^\circ \times 15,6^\circ$  (dans le plan perpendiculaire) et  $6^\circ \times 7,5^\circ$ , les détecteurs ne voient pas la même surface de sol. La pré-

TABLEAU II

Configurations de mesure pour les données directionnelles et spectrales (valeurs soulignées)  
Measurement configurations for directional and spectral data (underlined values)

Éclairement		Visée							
i	$\psi$	e							
0	0	5	10	15	<u>30</u>	45	60		
34	0	0	15	20	40	45	50	60	
	90	0	15	<u>30</u>	45	60			
	180	15	<u>30</u>	<u>34</u>	40	55	70		
60	0	0	15	30	40	45	50	65	70
	90	0	15	<u>30</u>	45	60			
	180	15	<u>30</u>	45	60	70			

cision des mesures effectuées avec le radiomètre à bandes larges est de l'ordre de 0,01 à 0,02 (écart quadratique moyen). Elle est évaluée en comparant les valeurs de réflectance dans toutes les configurations pour lesquelles la loi de retour inverse de la lumière s'applique :  $\rho(i,e) = \rho(e,i)$ . Les deux types de données ont été calibrées par rapport à un panneau de référence en halon (JACKSON *et al.*, 1987 ; MARJORAM *et al.*, 1990).

Considérons deux sols argileux dont l'état de surface est très différent : le premier est très rugueux alors que le second est très lisse. lorsque les spots éclairent la cible

dans le plan perpendiculaire ( $\psi = 90^\circ$ ), les variations de réflectance avec l'angle zénithal de visée sont très faibles dans les deux cas. Les comportements sont en revanche très différents dans le plan principal ( $\psi = 0^\circ$  et  $180^\circ$ ) : le sol rugueux présente une forte rétrodiffusion (fig. 5 a) alors que le sol lisse réfléchit de façon préférentielle dans la direction spéculaire (fig. 5 b). Ces effets sont d'autant plus marqués que l'angle d'incidence augmente ; on constate que ces courbes expérimentales sont en accord avec les sorties du modèles (fig. 4).

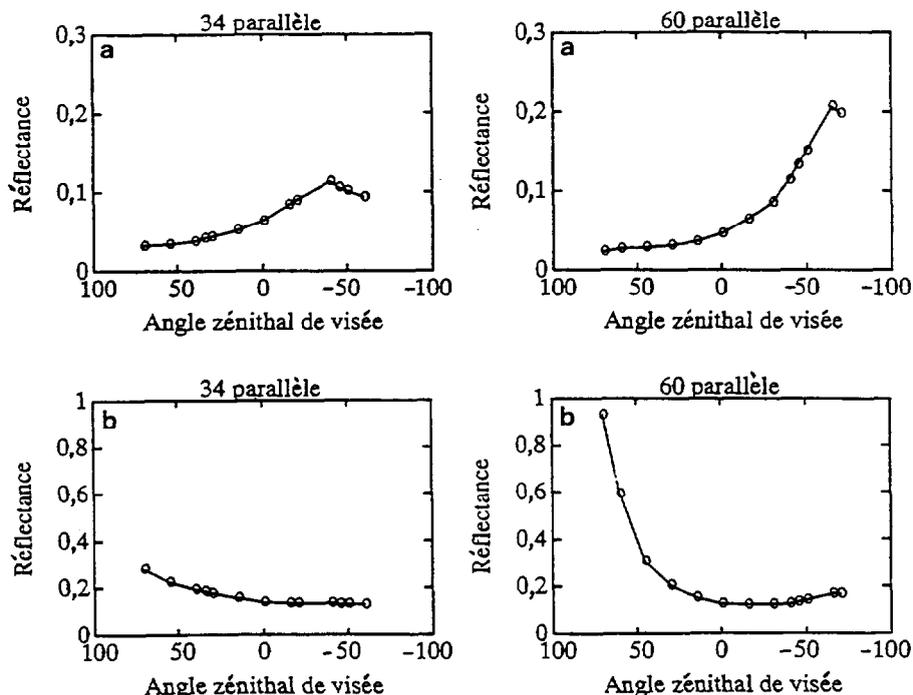


FIG. 5. — Réflectance bidirectionnelle de deux sols : (a) un sol argileux très rugueux, (b) le même sol argileux très lisse. Les mesures ont été acquises sous angles d'éclairage ( $i = 34^\circ$  et  $i = 60^\circ$ ) et à une longueur d'onde donnée ( $\lambda = 538$  nm). Bidirectional reflectance of two soils: (a) a very rough clay, (b) the same soil very flat. Measurements have been acquired for two illumination angles ( $i = 34^\circ$  et  $i = 60^\circ$ ) and a given wavelength ( $\lambda = 538$  nm).

#### AJUSTEMENT DES PARAMÈTRES DU MODÈLE

L'approche suivie pour évaluer le modèle a consisté à inverser le modèle sur les données expérimentales, c'est-à-dire à déterminer numériquement les paramètres caractéristiques du sol étudié. Nous avons en particulier étudié la variabilité spectrale des paramètres du modèle. L'inversion a été scindée en deux parties correspondant aux deux types de données acquises.

#### Inversion du modèle sur les données directionnelles

L'inversion est appliquée sur chacun des 26 sols : cela représente au total 130 sous-échantillons, les 5 bandes spectrales larges décrites précédemment ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4,$

et  $\lambda_5$ ) étant supposées indépendantes. Le modèle étant non linéaire, l'inversion se ramène à un problème numérique que nous avons résolu par la méthode du simplex (NELDER et MEAD, 1965). Pour chaque échantillon, cette procédure minimise  $\Delta_\lambda^2$  (42 points expérimentaux, 6 inconnues) défini de la manière suivante :

$$\Delta_\lambda^2 = \sum_{k=1}^{42} \{R_{mes}(k) - R_{mod}(k,p)\}^2 \quad [8]$$

où  $R_{mes}(k)$  est la réflectance bidirectionnelle de la surface mesurée pour la géométrie  $k = (i,e,\psi)$ ,  $R_{mod}(k,p)$  la réflectance bidirectionnelle simulée pour la même géométrie et le jeu de paramètres  $p = p(\omega_\lambda, h, b, c, b', c')$ . L'écart quadra-

tique moyen ou rms (« root mean square ») donne une idée de la réussite de l'inversion. Le modèle permet de décrire aussi bien la réflectance de sols rugueux rétrodiffusants ( $0,003 < \text{rms} < 0,015$ ) que celle de sols lisses caractérisés par un effet spéculaire important ( $0,008 < \text{rms} < 0,02$ ) et ce, quelle que soit la longueur d'onde. Comme PINTY *et al.* (1989), nous avons constaté sur tous les sols que les termes de fonction de phase ainsi que le paramètre de rugosité étaient peu sensibles à la longueur d'onde ; en effet, la partie réelle de l'indice de réfraction des constituants des sols (IRONS *et al.*, 1989) et surtout les propriétés mécaniques sont peu ou pas dépendants de la longueur d'onde.

En conséquence, nous supposons que les paramètres  $h$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $b'$  et  $c'$  sont constants pour un sol donné.

Nous avons donc ajusté globalement les 5 paramètres précédents en même temps que les cinq valeurs d'albédo ( $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \omega_4, \text{ et } \omega_5$ ) correspondant aux 5 bandes spectrales. Pour chaque échantillon de sol, cela revient à minimiser  $\Delta^2$  avec  $42 \times 5 = 210$  valeurs mesurées et  $5 + 5 = 10$  paramètres inconnus. Les écarts quadratiques moyens du tableau III observés sur tous les sols ( $0,006 < \text{rms} < 0,027$ ) n'ont que très peu augmenté par rapport à l'inversion précédente réalisée sans contrainte sur les paramètres. L'albédo de simple diffusion serait donc le seul paramètre variant avec la longueur d'onde.

TABLEAU III  
Paramètres du modèle de réflectance de sol de Hapke calés pour chacun des 26 échantillons de sol  
*Hapke's soil reflectance model parameters fitted for each of the 26 soil samples*

#	Type de sol	Humidité	Rugosité	Albédo de simple diffusion					h	Fonction de phase				rms
				$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	$\lambda_4$	$\lambda_5$		b	c	b'	c'	
1	argile	***	***	0,16	0,22	0,27	0,35	0,28	0,05	1,31	0,48	0,12	0,07	0,006
2		***	**	0,16	0,20	0,26	0,33	0,26	0,08	1,33	0,38	0,29	-0,04	0,007
3		***	*	0,73	0,77	0,82	0,85	0,80	0,20	-1,77	0,96	0,20	0,13	0,027
4		**	***	0,30	0,37	0,43	0,54	0,51	0,08	1,18	0,67	0,08	-0,13	0,014
5		**	**	0,31	0,37	0,44	0,54	0,52	0,09	1,44	0,64	0,18	-0,05	0,010
6		**	*	0,66	0,74	0,80	0,86	0,84	0,00	0,06	0,53	0,83	-0,06	0,016
7		*	***	0,30	0,36	0,41	0,52	0,50	0,13	1,54	0,77	0,28	-0,01	0,011
8		*	**	0,31	0,37	0,42	0,53	0,52	0,11	1,64	0,66	0,31	-0,02	0,011
9		*	*	0,70	0,77	0,82	0,88	0,87	0,11	0,06	0,10	0,54	0,02	0,016
10	sable	***	***	0,71	0,81	0,87	0,83	0,64	0,27	0,28	-0,00	0,23	-0,04	0,013
11		***	*	0,84	0,89	0,93	0,89	0,76	0,10	-0,36	0,22	0,42	-0,06	0,019
12		**	***	0,81	0,87	0,91	0,95	0,92	0,01	0,75	0,53	0,54	-0,27	0,024
13		**	*	0,92	0,95	0,96	0,98	0,96	0,00	-0,03	0,31	0,09	0,09	0,017
14		*	***	0,81	0,87	0,91	0,95	0,93	0,09	0,74	0,12	0,32	-0,14	0,019
15		*	*	0,87	0,91	0,94	0,96	0,95	0,18	0,17	0,06	0,50	-0,06	0,020
16	terreau	***	***	0,06	0,09	0,24	0,40	0,22	0,02	0,77	0,37	0,19	0,01	0,006
17		***	**	0,06	0,11	0,33	0,55	0,32	0,01	0,28	0,19	-0,14	0,15	0,007
18		***	*	0,16	0,23	0,51	0,69	0,46	0,00	-0,57	0,32	0,08	0,09	0,007
19		**	***	0,09	0,14	0,32	0,62	0,53	0,09	1,20	0,51	0,16	-0,02	0,009
20		**	**	0,10	0,16	0,38	0,70	0,62	0,09	0,91	0,37	0,14	-0,05	0,010
21		**	*	0,15	0,25	0,56	0,81	0,72	0,04	0,94	0,03	0,55	0,01	0,017
22		*	***	0,09	0,14	0,31	0,63	0,55	0,06	1,28	0,65	0,17	0,04	0,010
23		*	**	0,10	0,16	0,36	0,69	0,62	0,16	0,99	0,12	-0,01	0,15	0,015
24		*	*	0,19	0,28	0,57	0,86	0,82	0,01	0,60	0,42	0,16	0,09	0,013
25	pouzzolane	*	***	0,55	0,57	0,57	0,63	0,59	0,27	0,79	-0,06	0,14	0,01	0,011
26	galets	*	***	0,24	0,27	0,28	0,27	0,25	0,09	1,11	0,53	0,33	-0,11	0,007

Arrêtons-nous un instant sur le tableau III : il met en exergue les difficultés rencontrées durant la procédure d'inversion pour séparer les différents paramètres du modèle. On constate tout d'abord des discordances entre les valeurs du paramètre de rugosité et ce qu'on pouvait attendre compte tenu de la rugosité constante. En outre, on observe une augmentation de l'albédo de simple diffusion lorsque la rugosité diminue ; il y a donc conflit possible entre  $h$  et  $\omega$ . La situation est la même entre le paramètre de rugosité et la fonction de phase : théoriquement et comme l'avaient constaté WOESSNER et HAPKE (1987), si

$g < 20^\circ$ , alors  $B(g) \ll 1$  et peut être ignoré. Cela signifie qu'il n'y a pas de conflit entre la fonction de phase  $P(g, g')$  et la fonction de rétrodiffusion  $B(g)$  lorsqu'on étudie la diffusion spéculaire des sols. Mais dans ce cas, la signification de  $h$  peut être très affectée et sa valeur estimée inutilisable pour l'interprétation ou la comparaison avec d'autres paramètres physiques de rugosité. Enfin, on constate que l'albédo de simple diffusion est le paramètre le plus sensible à l'humidité du sol.

En conclusion, le seul paramètre qui varie spectralement de façon significative est l'albédo de simple diffusion  $\omega$ .

Jusqu'à présent, nous n'avons déterminé sa valeur que dans 5 bandes larges ; l'étape suivante va consister à fournir son spectre entre 450 nm et 2 450 nm.

### Inversion du modèle sur les données spectrales

Le spectre d'albédo de simple diffusion  $\omega(\lambda)$  a été estimé à partir des 5 spectres de réflectance mesurés dans les 5 géométries d'éclairement définies précédemment, les paramètres  $h$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $b'$  et  $c'$  déjà calculés étant supposés connus. Là encore, le modèle permet de représenter la réflectance spectrale du sol avec une bonne précision ( $rms = 0,016$ ) et ce pour des conditions de mesure très différentes. La plus grande dispersion concerne le sable dont la réflectance bidirectionnelle n'était pas décrite aussi précisément que pour les autres sols.

Le spectre de l'albédo de simple diffusion  $\omega(\lambda)$  représente les propriétés optiques intrinsèques des matériaux du sol : il est indépendant des conditions de mesure (angles d'éclairement et de visée). La forme de ces spectres varie

d'un sol à l'autre en fonction de la nature des minéraux, de la matière organique ou de la teneur en eau. Le sol argileux, le terreau et le sable présentent des caractéristiques classiques d'absorption avec une diminution de  $\omega$  entre le proche infrarouge et le visible (fig. 6). Le terreau riche en matière organique réfléchit peu la lumière visible alors que la réflectance augmente fortement dans le proche infrarouge (BAUMGARDNER *et al.*, 1985). Dans le moyen infrarouge, on remarquera trois pics principaux (1 450, 1 770 et 1 950 nm) liés à l'absorption du rayonnement électromagnétique par l'eau du sol. La modélisation de la réflectance spectrale du sol en fonction de sa teneur en eau est complexe ; selon BEDIDI *et al.* (1992), les signatures spectrales des sols latéritiques dans le visible ne peuvent pas se déduire facilement de celles mesurées dans des conditions sèches. Cependant, nos sols présentent des variations quasi homothétiques lorsque la teneur en eau varie : ces variations affectent tout le domaine optique.

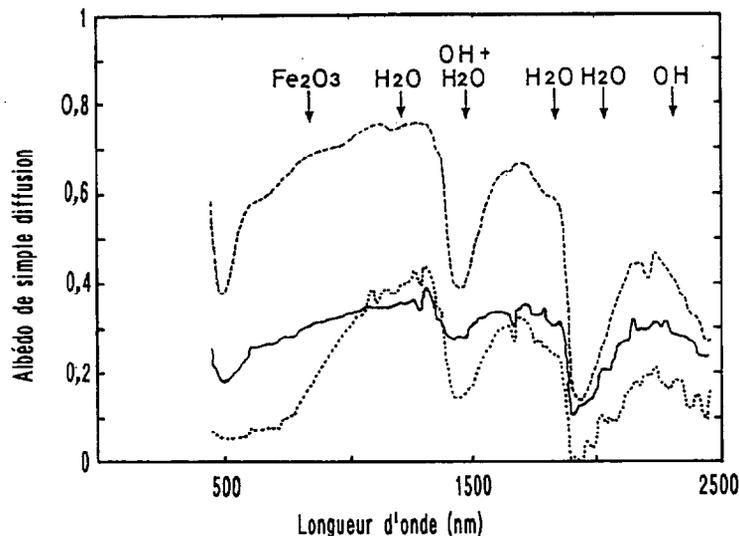


FIG. 6. — Spectres d'albédo de simple diffusion de trois sols différents : (—) sol argileux, (...) terreau, et (---) sable fin. *Single scattering albedo spectra of three different soils: (—) clay, (...) peat, and (---) sand.*

### MODÉLISATION DE LA DROITE DES SOLS

Il est généralement admis que les valeurs de réflectance d'un sol acquises dans les conditions les plus variées de configurations de mesure ou d'états de ce sol s'alignent sur une droite dans le plan constitué par deux longueurs d'onde, généralement le rouge et le proche infrarouge : c'est ce qu'on appelle la droite des sols. Cette propriété a été mise à profit pour construire des indices minimisant l'influence du sol lorsqu'on souhaite déterminer les caractéristiques de la végétation (BARET et GUYOT, 1991) ou

l'influence de la végétation lorsque le sol est l'objet principal d'étude (FUKUHARA *et al.*, 1979). La mise en évidence de ces droites des sols est surtout expérimentale ; il serait intéressant de voir si le modèle permet d'expliquer leur déterminisme.

### Bases théoriques

Considérons les deux albédos de simple diffusion  $\omega_1$  et  $\omega_2$  correspondant aux deux longueurs d'onde  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  : L'équation [4] établie précédemment donne l'expression des réflectances correspondantes  $\rho_1$  et  $\rho_2$ . Le calcul

$\omega_1 \rho_2 - \omega_2 \rho_1$  aboutit immédiatement à la relation suivante :

$$\rho_2 = \alpha \rho_1 + \beta \quad [10]$$

avec

$$\alpha = \frac{\omega_2}{\omega_1} \quad [11]$$

et

$$\beta = \frac{\omega_2}{4\pi} \frac{\cos i}{\cos i + \cos e} (H(\omega_2, \cos i)H(\omega_2, \cos e) - H(\omega_1, \cos i)H(\omega_1, \cos e)) \quad [12]$$

Les équations [10] à [12] sont les fondements de la droite des sols :

— la pente  $\alpha$  est le rapport entre les albédos de simple diffusion ; par conséquent, elle ne dépend que du type de sol et du couple de longueurs d'onde choisi. La configuration de mesure (angles de visée et d'éclairement) ainsi que les paramètres de rugosité ( $h$ ) et de fonction de phase ( $P(g, g')$ ) n'affectent pas la pente de la droite des sols ;

— l'ordonnée à l'origine  $\beta$  est la différence de diffusion multiple entre les deux longueurs d'onde ; comme pour la pente, ni  $h$  ni  $P(g, g')$  n'apparaissent dans son expression.

On observera donc une droite des sols entre deux longueurs d'onde lorsque  $h$  et  $P(g, g')$  varieront. En outre, on peut montrer que pour des albédos donnés,  $\beta$  varie très peu en fonction de la géométrie de mesure ; la variation est maximale pour les fortes valeurs de  $\omega_2$  ( $\omega_2 > 0,8$ ) et les faibles valeurs de  $\alpha$  (c'est-à-dire  $\omega_1 \approx \omega_2$ ), mais elle n'excède pas 0,05. En conclusion, on observera aussi une droite des sols lorsque les angles de visée et d'éclairement varient. L'effet d'une variation de  $\omega$  sur la droite des sols est plus complexe. Si un facteur affecte l'albédo de simple diffusion de façon proportionnelle — dans cette situation le rapport  $\alpha = \omega_2/\omega_1$  est presque constant —, le concept de droite des sols reste valable pour des valeurs moyen-

nement élevées de  $\omega_2$ . C'est ce qui se passe lorsque l'humidité du sol change : sur les domaines spectraux où l'eau absorbe peu la lumière, le spectre de l'albédo de simple diffusion d'un sol humide  $\omega(\theta)$  est relié de façon presque linéaire à celui d'un sol sec  $\omega(\theta_0)$ . On a donc :

$$\frac{\omega_1(\theta)}{\omega_1(\theta_0)} = \frac{\omega_2(\theta)}{\omega_2(\theta_0)} \Leftrightarrow \frac{\omega_1(\theta)}{\omega_2(\theta)} = \frac{\omega_1(\theta_0)}{\omega_2(\theta_0)} \quad [13]$$

Des droites de sol seront donc observées dans le visible et le proche infrarouge lorsque l'humidité du sol varie. En conclusion, cette étude théorique montre qu'on observe des droites de sol lorsque la configuration de mesure, la rugosité de surface ou la fonction de phase varient. On devrait aussi les observer lorsque le rapport entre les albédos de simple diffusion reste quasi constant, sauf pour les fortes valeurs de  $\omega$ .

### Mise en évidence expérimentale

Reprenons notre jeu de données expérimental et plus particulièrement les réflectances bidirectionnelles. Pour chacun des 26 sols et les 20 combinaisons possibles des 5 canaux, nous avons déterminé les paramètres de la droite des sols  $\alpha$  et  $\beta$  avec la configuration de mesure comme unique facteur de variation de la réflectance. Les écarts quadratiques moyens associés à ces droites sont dans tous les cas très faibles et de l'ordre de 0,013 (tabl. IV). Ceci confirme nos hypothèses. De plus, les pentes estimées sont en bon accord avec les rapports d'albédos de simple diffusion calculés. Comme prévu, à chaque type de sol correspond une droite des sols différente : le terreau a de très fortes pentes et une faible ordonnée à l'origine. Au contraire, le sable mais aussi la pouzzolane ou les galets ont des pentes très faibles. En outre, le sable est caractérisé par les valeurs de  $\beta$  les plus fortes à cause de sa forte réflectivité. Le type de sol est donc le principal facteur de variation de la droite des sols.

TABLEAU IV

Écarts quadratiques moyens (rms) associés aux droites des sols calculées pour différentes combinaisons des facteurs de variation rugosité et humidité. Les longueurs d'ondes  $\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \lambda_5$  correspondent à 538 nm, 631 nm, 851 nm, 1 768 nm, et 2 209 nm

*Root mean squares (rms) values associated to soil lines computed for several combinations of the factors of variation (roughness and moisture). The wavelengths  $\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \lambda_5$  correspond to 538 nm, 631 nm, 851 nm, 1 768 nm, and 2 209 nm.*

Facteur de variation		Longueurs d'onde		
rugosité	humidité	$\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \lambda_5$	$\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3$	$\lambda_4 \lambda_5$
×	×	0,013	0,008	0,012
×		0,037	0,011	0,022
	×	0,016	0,011	0,014

En considérant pour un même type de sol un état d'humidité donné et en regroupant les différents niveaux de rugosité, on peut observer l'effet d'une variation de la

rugosité de surface sur la droite des sols. La rugosité affecte à la fois le paramètre de rugosité et les quatre paramètres de fonction de phase : selon les équations [10] à

[12], on devrait constater une droite des sols. Le tableau IV montre que c'est encore le cas sauf peut-être dans le moyen infrarouge à cause de variations non homothétiques de l'albédo de simple diffusion.

Enfin, parmi les paramètres du modèle, nous avons vu que l'albédo de simple diffusion était le plus sensible à des changements d'humidité du sol. En considérant cette fois-ci une rugosité de surface donnée, le tableau IV montre que les écarts autour de la droite du sol n'augmentent pas de façon significative lorsque les différents niveaux d'humidité sont confondus. En fait, ceci est surtout valable dans le visible et le proche infrarouge, mais ce n'est plus le cas dans le moyen infrarouge où l'eau absorbe fortement.

## CONCLUSION

Le modèle de Hapke permet donc de décrire avec une bonne précision la réflectance spectrale et directionnelle des sols entre 450 nm et 2 450 nm. On distingue deux catégories de variables d'entrée : celles qui varient spectralement (albédo de simple diffusion  $\omega$ ) et celles qui sont indépendantes de la longueur d'onde (paramètres de rugosité  $h$  et de fonction de phase  $b$ ,  $c$ ,  $b'$  et  $c'$ ). Ces derniers sont surtout fonction de l'indice de réfraction (partie réelle) des constituants du sols : leur variation spectrale

est suffisamment faible pour qu'on puisse les supposer constants sur tout le domaine optique. Un des avantages du modèle est son inversibilité. On notera cependant la difficulté parfois rencontrée pour séparer le paramètre de rugosité  $h$  des paramètres de fonction de phase. Ce modèle nous permet de nous affranchir des conditions de mesure (géométries d'éclairage et de visée) et de proposer des variables caractéristiques des propriétés optiques intrinsèques des sols. Ceci est très important si on veut comparer des spectres de sol acquis dans différentes conditions. Les perspectives d'utilisation de ce modèle sont donc nombreuses.

Enfin il faudrait encore donner un sens physique au paramètre de rugosité du sol  $h$  ou relier le paramètre  $\omega$  à l'humidité du sol. Pour l'instant, ces caractéristiques de surface peuvent être correctement estimées à partir de données hyperfréquences. Dans le domaine optique, il y a eu peu de tentatives pour comprendre ces phénomènes complexes : une interprétation correcte des paramètres inversés difficilement mesurables tels que l'albédo de simple diffusion ou la fonction de phase passe cependant par une meilleure description de la rugosité de surface. La poursuite de ces travaux devrait améliorer notre connaissance de la réflectance spectrale et directionnelle des surfaces naturelles.

*Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 30 janvier 1995.*

## BIBLIOGRAPHIE

- BARET (F.), GUYOT (G.), 1991. — Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sens. Environ.*, 35 : 161-173.
- BARET (F.), JACQUEMOUD (S.), HANOCQ (J.F.), 1993. — The soil line concept in remote sensing. *Remote Sens. Rev.*, 7 : 65-82.
- BAUMGARDNER (M.F.), SILVA (L.F.), BIEHL (L.L.), STONER (E.R.), 1985. — Reflectance properties of soils. *Adv. Agron.*, 38 : 1-44.
- BECKER (F.), RAMANANTZEHENA (P.), STOLL (M.P.), 1985. — Angular variation of the bidirectional reflectance of bare soils in the thermal infrared band. *Appl. Opt.*, 24 (3) : 365-375.
- BEDIDI (A.), CERVELLE (B.), MADEIRA (J.), POUGET (M.), 1992. — Moisture effects on spectral characteristics (visible) of lateritic soils. *Soil Sci.*, 153 (2) : 129-141.
- CHANDRASEKHAR (S.), 1960. — *Radiative Transfer*. Dover Publications.
- CIERNIEWSKI (J.), 1987. — A model for soil surface roughness influence on the spectral response of bare soils in the visible and near infrared range. *Remote Sens. Environ.*, 23 : 98-115.
- CIERNIEWSKI (J.), 1989. — The influence of the viewing geometry of bare soil surfaces on their spectral response in the visible and near infrared. *Remote Sens. Environ.*, 27 : 135-142.
- DEERING (D.W.), ECK (T.F.), OTTERMAN (J.), 1990. — Bidirectional reflectances of selected desert surfaces and their three-parameter soil characterization. *Agric. Forest Meteorol.*, 52 : 71-93.
- ESCADAFAL (R.), 1989. — *Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection*. Paris, Orstom, coll. Études et Thèses.
- FUKUHARA (M.), HAYASHI (S.), YASUDA (Y.), 1979. — « Extraction of soil information from vegetated areas ». In : *Machine Processing of the Remotely Sensed Data*, Purdue University, West Lafayette (IN) : 242-252.
- GROVE (C.I.), HOOK (S.J.), PAYLOR II (E.D.), 1992. — *Laboratory reflectance spectra of 160 minerals, 0.4 to 2.5 micrometers*. JPL Publication 92-2, 405 p.
- HAPKE (B.), 1963. — A theoretical Photometric function for the lunar surface. *J. Geophys. Res.*, 68 : 4571-4586
- HAPKE (B.), 1981. — Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, 86 : 3039-3054.
- HAPKE (B.), 1984. — Bidirectional reflectance spectroscopy. 3. Correction for macroscopic roughness. *Icarus*, 59 : 41-59.
- HAPKE (B.), 1986. — Bidirectional reflectance spectroscopy. 4. The extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, 67 : 264-280.

- HAPKE (B.), WELLS (E.), 1981. — Bidirectional reflectance spectroscopy. 2. Experiments and observations. *J. Geophys. Res.*, 86 : 3055-3060.
- HENYEY (L.G.), GREENSTEIN (J.I.), 1941. — Diffuse radiation in the galaxy. *Astrophys J.*, 93 : 70-83.
- HUNT (G.R.), 1980. — « Electronic radiation: The communications link in remote sensing ». In Siegal (B.S.), Gillespie (A.R.), éd. : *Remote sensing in geology*, New York, Wiley : 5-45.
- IDSO (S.B.), JACKSON (R.D.), REGINATO (R.J.), KIMBALL (B.A.), NAKAYAMA (F.S.), 1975. — The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Meteorol.*, 14 : 109-113.
- IRONS (J.R.), WEISMILLER (R.A.), PETERSEN (G.W.), 1989. — « Soil reflectance ». In Asrar (G.), éd. : *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, Wiley Interscience : 66-106.
- ISHIDA (T.), ANDO (H.), FUKUHARA (M.), 1991. — Estimation of complex refractive index of soil particles and its dependence on soil chemical properties. *Remote Sens. Environ.*, 38 : 173-182.
- JACKSON (R.D.), MORAN (M.S.), SLATER (P.N.), BIGGAR (S.F.), 1987. — Field calibration of reference reflectance panels. *Remote Sens. Environ.*, 22 : 145-158.
- JACQUEMOUD (S.), BARET (F.), HANOCQ (J.F.), 1992. — Modeling spectral and bidirectional soil reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 41 : 123-132.
- KASUMOV (O.K.), NABIEVA (T.A.), TERESHENKOV (O.M.), 1992. — Study of the spectral characteristics of soils of the Azerbaijan SSR, *Sov. J. Remote Sens.*, 9 (4) : 608-617.
- MARJORAM (A.R.), VICKERY (P.J.), MCKENZIE (D.C.), 1990. — A polytetrafluoroethylene coating for field reference reflection panels. *Int. J. Remote Sensing*, 11 (6) : 1047-1053.
- NELDER (J.A.), MEAD (R.A.), 1965. — A simplex method for function optimization, *Comput. J.*, 7 : 308-313.
- PINTY (B.), RAMOND (D.), 1986. — A simple bidirectional reflectance model for terrestrial surfaces. *J. Geophys. Res.*, 91 (D7) : 7803-7808.
- PINTY (B.), VERSTRAETE (M.M.), 1990. — Extracting information on surface properties from bidirectional reflectance measurements. *J. Geophys. Res.*, 96 (D2) : 2865-2874.
- PINTY (B.), VERSTRAETE (M.M.), DICKINSON (R.E.), 1989. — A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soils. *Remote Sens. Environ.*, 27 : 273-288.
- STONER (E.R.), BAUMGARDNER (M.F.), 1981. — Characteristic variations in reflectance of surface soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 1161-1165.
- STRAHLER (A.H.), WOODCOCK (C.E.), SMITH (J.A.), 1986. — On the nature of models in remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 20 : 121-139.
- TWOMEY (S.A.), BOHREN (C.F.), MERGENTHALER (J.L.), 1986. — Reflectance and albedo differences between wet and dry surfaces. *Appl. Opt.*, 25 : 431-437.
- VINCENT (R.K.), HUNT (G.R.), 1968. — Infrared reflectance from mat surfaces. *Appl. Opt.*, 7 (1) : 53-59.
- WOESSNER (P.), HAPKE (B.), 1987. — Polarization of light scattered by clover. *Remote Sens. Environ.*, 21 : 243-261.