

1996 / 2
Volume 34

PHOTO INTERPRÉTATION

images aériennes
et spatiales

Numéro spécial/
Special Issue/Número especial

SPECTEL 95

CRISTOM

**Propriétés spectrales et télédétection
des sols et des roches**

*Spectral properties and remote
sensing of soils and rocks*

Propiedades espectrales y teledetección
de los suelos y rocas

Editeurs/Editors/Editores
Marcel-Jean **POUGET** et Gérard **GUYOT**



Editions
ESKA

ISSN 0031-8523
ISBN 286911-523-7
PRIX : 300 FF

PHOTO INTERPRÉTATION

images aériennes et spatiales

Revue trimestrielle fondée en 1962 par
Georges DUCOUSSO ET MAX GUY

Rédacteur en chef

Fernand VERGER

Professeur, École Normale Supérieure
Directeur d'études
École Pratique des Hautes Études

Gérard GUYOT

Directeur de recherches, Institut National
de la Recherche Agronomique

Comité de rédaction

Ferdinand BONN	Professeur, Université de Sherbrooke, Canada
Claude COLLET	Docteur, Université de Fribourg, Suisse
François CUQ	Geosystèmes, Université Brest, France
Jean-Pierre DELSOL	Professeur associé, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thaïlande
Claude KERGOMARD	Maître de Conférence, Université des Sciences et techniques de Lille, France
Jean-marie MONGET	Directeur de Recherches École des Mines de Paris
Marc ROBIN	Maître de conférence, Université de Nantes, France
Mike D. STEVEN	Professeur, Université de Nottingham, Royaume-Uni

Anciens membres du Comité de Rédaction depuis 1984 :

R. BARIOU, France
P. BOISSARD, France
R. CHEVALLIER, France
J.-M. DUBOIS, Canada

J. GUILLEMOT, France
Ch. H. LATARCHE, France
C. PACHECCO, Espagne

P. REY, France
C. VOÛTE, Bulgarie
J. WILMET, Belgique

Secrétariat de rédaction

André SIMONIN, PRODIG CNRS

ADMINISTRATION - ABONNEMENT - PUBLICITÉ

ÉDITIONS ESKA, 5, avenue de l'Opéra, 75001 Paris
Tél. : 01 42 86 55 98 - Fax 01 42 60 45 35

FABRICATION

AGPA ÉDITIONS, Hôtel de Ingénieurs
19, rue du Grand-Moulin, 42029 Saint-Etienne cedex 1
Tél. : 04 77 43 26 72 - Fax : 04 77 41 85 04

IMPRESSION

Corlet Imprimeur, S.A. - 14110 Condé-sur-Noireau
N° d'imprimeur : 20609 - Dépôt légal : avril 1997

DIRECTEUR DE LA PUBLICATION

Serge KEBABTCHIEFF

PHOTO-INTERPRÉTATION

est éditée par les Éditions ESKA SA au capital de 250 00 F
Le siège social est au : 5, avenue de l'Opéra - 75001 Paris
Immatriculé au RC Paris 325 600 781 000018
Tél. : 01 42 86 55 98 - Fax 01 42 60 45 35

Commission paritaire 59247
Banque : BNP agence St-Philippe-du-Roule
Compte : 272.899/95-01

**Publié avec le concours
du Centre national des Lettres**

PHOTO INTERPRÉTATION

images aériennes et spatiales

Note des rédacteurs en chef

La revue *Photo-Interprétation*, plus de trente ans après sa création, continue à être une publication internationale de référence dans le domaine de l'observation de la Terre à partir de l'interprétation des images aériennes et surtout spatiales.

Spécialistes des sciences de la Terre, géographes, agronomes, forestiers, praticiens de l'environnement ou de l'aménagement du territoire, enseignants..., ont pu en apprécier les articles scientifiques et les exemples sélectionnés par un comité de lecture international, leur permettant de bénéficier de l'expérience et des résultats obtenus par les chercheurs ou les services spécialisés dans le traitement et l'interprétation des images.

La rédaction de la revue dont l'originalité réside dans la publication d'articles courts, illustrant des applications de la télédétection à l'étude et au suivi des surfaces continentales et marines, a décidé de compléter l'information apportée en publiant régulièrement des synthèses présentant l'état de l'art dans un domaine thématique.

Cette conception fera de *Photo-Interprétation* un outil innovant de référence non seulement pour les spécialistes et les utilisateurs, mais également pour les enseignants et leurs étudiants. Les spécialistes y trouveront les résultats des recherches dans leur domaine, alors que les utilisateurs ou les enseignants et les étudiants auront à la fois les exemples concrets et les synthèses leur apportant les informations de base qu'ils recherchent.

Note of the redactors in chief

More than thirty years after its creation, the journal Photo-Interpretation continues to be an international reference publications in the field of Earth observation based on the interpretation of aerial photographs and mainly on images from space.

Specialists in Earth sciences, geographers, agronomists, foresters, those involved in the environment or town and country planning, teachers..., appreciated the scientific articles and the examples selected by an international peer review committee. They benefited thus from the experience and the results obtained by researchers or organisations specialised in image processing and interpretation.

The specificity of the journal lies in the publication of short articles illustrating applications of remote sensing to the study of continental and marine surfaces. The editors have decided to complement this information by regularly publishing review articles presenting the state of the art in a theme area in a given domain.

This orientation will make Photo-Interpretation an innovative reference tool not only for remote sensing specialists and users but also for teachers and students. Specialists will find the results of research in their field, while users or teachers and students will have both the basic information they are looking for and actual examples.

Nota de los jefes de redacción

Treinta años después de su creación, la revista Photo-Interprétation sigue siendo una publicación internacional de consulta en el ámbito de la observación de la Tierra a partir de la interpretación de imágenes aéreas y, sobre todo, espaciales.

Especialistas en ciencias de la Tierra, geógrafos, agrónomos, guardabosques y agentes forestales, agentes del medio ambiente o del ordenamiento territorial, docentes, etc. han podido apreciar sus artículos científicos y sus ejemplos, seleccionados por un comité internacional de lectura, que les permiten aprovechar la experiencia y los resultados obtenidos por investigadores o servicios especializados en el tratamiento e interpretación de las imágenes.

La redacción de la revista, cuya originalidad radica en la publicación de artículos breves que ilustran aplicaciones de la teledetección al estudio y al seguimiento de las superficies continentales y marinas, ha decidido completar la información aportada publicando regularmente síntesis que presenten el panorama de las más recientes adquisiciones en una determinada área temática.

Esta concepción hará de Photo-Interprétation un instrumento de consulta innovador, no sólo para los especialistas y los utilizadores, sino también para los docentes y sus estudiantes. Los especialistas hallarán en la revista los resultados de las investigaciones en sus respectivos sectores, mientras que usuarios, docentes y estudiantes tendrán a la vez los ejemplos concretos y las síntesis con las informaciones básicas que necesitan

Le comité de rédaction remercie les personnes qui ont bien voulu collaborer au comité de lecture en 1995-1996 : G. BELTRANDO, J. BOUTRAIS, R. CHAUME, P. CHOTIN, P. FOURNIER, J.-P. GILG, J.P. LAGOUARDE, R. MANIÈRE, C. MERING, F. PARROT, F. PESNEAUD, J.-P. PEULVAST, J.Y. SCANVIC, G. SELLERON, O. TACONET, Y.F. THOMAS, C. WEBER.

*Ce numéro a été réalisé grâce au soutien de l'ORSTOM,
en collaboration avec M. Marcel-Jean Pouget et M. Gérard Guyot
que l'éditeur remercie chaleureusement.*

Photos de couverture :

Page 1 : Les vastes plaines agricoles du Roussillon et de l'Ampurdan (Espagne), vues par le satellite Spot à 830 km de la terre. © CNES 1986 ; Distribution Spot Image.

Page 4, de gauche à droite et de haut en bas :

- La Côte d'Azur, de Cavalaire à Menton en passant par Saint-Tropez, Cannes et Nice, vue par le satellite d'observation de la terre SPOT le 24 septembre 1990. © CNES 1990 ; Distribution Spot Image.
- CNES, instrument "push broom", des champs de betteraves dans la région de Laon. Traitement INRA.
- Image infrarouge thermique acquise CMS de l'Annon Météo France le 4/7/90 à 14h30 TU par AVHRR du satellite NOAA-11. Traitement INRA.
- Lima (Pérou) vue par SPOT avec une résolution de 20 mètres. © CNES 1986 - Distribution Spot Image.

PHOTO INTERPRÉTATION

images aériennes et spatiales

NUMÉRO 1996/2 - VOL. 34

sommaire - contents

M. J. POUGET et G. GUYOT	
Introduction	5
A. BEDIDI ET B. CERVELLE	
Mesures spectrophotométriques de laboratoire (spectrométrie optique)	9
B. CERVELLE, A. BÉDIDI, N. FLAY	
Diffuse reflectance properties of mineral bearing surfaces	35
J. DA S. MADEIRA NETTO	
Spectral reflectance properties of soils	59
I. VITORELLO et L. S. GALVÃO	
Spectral properties of geologic materials in the 400-900 nm range : review for applications to mineral exploration and lithologic mapping	77
A.R. HUETE	
Extension of soil spectra to the satellite : atmosphere, geometric, and sensor considerations	101
G. GUYOT, X.-F. GU, M. WEISS, F. BARET	
Du signal satellitaire à la réflectance au sol : problèmes direct et inverse	119
Recommandations aux auteurs	3 ^e couv.
Bulletin d'abonnement	4 & 100

BULLETIN D'ABONNEMENT

Photo Interprétation

Retourner à :

Éditions ESKA, 5, avenue de l'Opéra, 75001 PARIS - FRANCE

Tél. 01 42 86 55 98 - FAX 01 42 60 45 35

OUI, je désire souscrire un abonnement à la revue PHOTO-INTERPRÉTATION
(1 an - 4 numéros + suppléments)
(Frais de port par avion en sus)

Pour l'année 1996

FRANCE 1 158 FF
 ÉTRANGER 1 340 FF

Ci-joint mon règlement

Nom :

Société :

Adresse :

Ville : Code postal : État : Pays :

Prix de vente au numéro	Année 1993 : 290 FF	Année 1989 : 185 FF
	Année 91-92 : 250 FF	Année 1988 : 175 FF
	Année 1990 : 190 FF	Année 1987 : 165 FF

INTRODUCTION

Marcel Jean POUGET (*) et Gérard GUYOT ()**

(*) ORSTOM, Casilla 53390, SANTIAGO 1 (Chile)

(**) INRA, Bioclimatologie, Domaine St Paul, Site Agroparc
84914 Avignon Cedex 9 (France)

Du 24 au 27 avril 1995, s'est tenu à La Serena (Chili) le colloque international SPECTEL'95 « Propriétés spectrales et télédétection des sols et des roches du visible au moyen infrarouge ». Ses objectifs étaient les suivants :

- apporter une information actualisée sur les propriétés spectrales des sols et des roches ;
- montrer l'intérêt des mesures spectrométriques de terrain et de laboratoire comme outils d'analyse et de caractérisation des sols et des roches ;
- présenter des exemples d'applications utilisant les données de télédétection en pédologie et en géologie : dégradation et érosion des sols en zones arides et intertropicales, cartographie et caractérisation de faciès lithologiques ou de constituants minéralogiques.

Ce colloque a été organisé à l'initiative de l'ORSTOM en étroite collaboration avec les universités chiliennes : Université du Chili, Pontificia Universidad Católica de Chile et Université de La Serena. Il a de plus reçu l'appui de la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) et de l'Agence Française de l'Espace (CNES).

Les 80 participants qui se sont réunis comprenaient non seulement des scientifiques spécialisés dans différents domaines (pédologues, géologues, minéralogistes, physiciens, agronomes, géographes...), mais aussi des professionnels (agriculture, environnement, prospection minière) venus d'Europe (Allemagne, Espagne, France, Italie), d'Afrique (Tunisie, Afrique du Sud) et surtout d'Amérique (Argentine, Brésil, Bolivie, Canada, Etats Unis, Chili).

Au cours de ces journées, les propriétés spectrales des sols et des roches ainsi que celles de la végétation, ont été étudiées à différentes échelles depuis l'échantillon analysé au laboratoire jusqu'à la région observée par un satellite en passant par les mesures de terrain et aéroportées. Le colloque a été organisé autour de cinq thèmes scientifiques principaux avec 7 conférences invitées et 20 communications :

- propriétés de réflexion diffuse des surfaces minérales et végétales : synthèse des connaissances actuelles dans ce domaine ;
- mesures spectrophotométriques de laboratoire :

analyse et modélisation des spectres en fonction de la composition chimique, minéralogique et organique des sols et des roches et applications pratiques ;

- mesures radiométriques de terrain avec des radiomètres et spectroradiomètres portables : description des instruments existants, conduite des mesures, exploitation des données acquises et modélisation des effets de paramètres liés à l'état de la surface du sol ;
- passage des données acquises par les satellites à celles qui sont mesurées au sol : prise en compte des effets perturbateurs des caractéristiques propres des capteurs satellitaires, de l'atmosphère, de la géométrie de la visée et de l'éclairement ainsi que du relief ;
- exemples d'utilisation d'images de télédétection en pédologie, géologie et prospection minière.

Ce colloque centré sur un thème bien délimité (l'analyse des propriétés spectrales des sols et des roches du visible au moyen infrarouge et les applications à la télédétection) ainsi que la qualité des conférences invitées et des communications ont permis de faire une synthèse particulièrement intéressante pour de nombreux utilisateurs. Il nous a donc paru utile de la valoriser en préparant ce numéro spécial de Photo Interprétation en co-édition avec l'ORSTOM.

Ce numéro spécial présente des versions révisées des principales communications donnant l'état de l'art dans les cinq thèmes du colloque. Elles correspondent aux maillons principaux de la chaîne qui permet classiquement de passer des mesures effectuées au sol à celles délivrées par les satellites. Le lecteur trouvera ainsi les bases solides et actualisées sur la télédétection appliquée à l'étude des sols et à la détection des changements qui affectent l'environnement (érosion, désertification...).

Cet ouvrage devrait constituer un document de référence non seulement pour les chercheurs déjà impliqués dans les thèmes abordés, mais aussi pour les étudiants et tous les scientifiques qui auront à se former et à travailler dans des domaines où l'utilisation des données de télédétection devient chaque jour plus importante et complexe avec l'évolution des connaissances et l'apparition des satellites de nouvelle génération.

INTRODUCCIÓN

Marcel Jean POUGET (*) y Gérard GUYOT ()**

(*) ORSTOM, Casilla 53390, SANTIAGO 1 (Chile)

(**) INRA, Bioclimatologie, Domaine St Paul, Site Agroparc
84914 Avignon Cedex 9 (France)

Del 24 al 27 de Abril de 1995 se llevó a cabo en La Serena (Chile) el Coloquio Internacional SPECTEL 95 "Propiedades espectrales y teledetección de los suelos y rocas del visible al infrarrojo medio". Sus objetivos eran los siguientes :

- entregar información actualizada sobre las propiedades espectrales de los suelos y rocas,
- destacar las ventajas de las medidas espectrométricas de terreno y laboratorio como herramientas de análisis y de caracterización de los suelos y rocas,
- presentar ejemplos de aplicación utilizando datos de teledetección en pedología y geología : degradación y erosión de los suelos en zonas áridas e intertropicales, cartografía y caracterización de tipos litológicos o de constituyentes mineralógicos.

Este Coloquio fue organizado por iniciativa de ORSTOM en estrecha colaboración con las universidades chilenas : Universidad de Chile, Pontificia Universidad Católica de Chile y Universidad de La Serena. Además, recibió el apoyo de la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) y de la Agencia Francesa del Espacio (CNES).

Los 80 participantes que se reunieron comprendían, no sólo científicos especializados en los diferentes aspectos (pedólogos, geólogos, mineralogistas, físicos, agrónomos, geógrafos...), sino también profesionales (agricultura, medio ambiente, prospección minera) venidos de Europa (Alemania, España, Francia, Italia), de África (Túnez, Surd África) y sobre todo de América (Argentina, Brasil, Bolivia, Canadá, Estados Unidos, Chile).

Durante estas jornadas, las propiedades espectrales de los suelos y de las rocas, así como las de la vegetación, fueron estudiadas a diferentes escalas : desde la muestra analizada en el laboratorio, hasta la región observada por un satélite, pasando por las medidas de terreno y aerotransportadas. El coloquio fue organizado en torno a cinco temas científicos especializados, con 7 conferencias invitadas y 20 comunicaciones :

- propiedades de reflexión difusa de las superficies minerales y vegetales : síntesis de los conocimientos actuales en este tema ;
- medidas espectroradiométricas de laboratorio : análisis y modelización de los espectros en fun-

ción de la composición química, mineralógica y orgánica de los suelos y de las rocas y aplicaciones prácticas ;

- medidas radiométricas de terreno con radiómetros y espectroradiómetros portátiles : descripción de los instrumentos existentes, conducción de las medidas, explotación de los datos adquiridos y modelización de los efectos de parámetros ligados al estado de la superficie del suelo ;
- paso de los datos obtenidos por los satélites a aquellos que son medidos en el suelo, tomando en cuenta los efectos perturbadores de las características propias de los sensores satelitales, la atmósfera, la geometría de observación y de iluminación, así como del relieve ;
- ejemplos de utilización de imágenes de teledetección en pedología, geología y prospección minera.

Este coloquio, centrado en un tema muy bien delimitado (el análisis de las propiedades espectrales de los suelos y rocas del visible al infrarrojo medio y las aplicaciones a la teledetección), así como la calidad de las conferencias invitadas y de las comunicaciones, ha permitido hacer una síntesis particularmente interesante para numerosos utilizadores. Por tanto, nos ha parecido útil valorizarlo preparando este número especial de *Photo Interpretation* en co-edición con ORSTOM.

Este número especial presenta versiones revisadas de las principales comunicaciones que dan una síntesis del conocimiento en los cinco temas del coloquio. Ellas corresponden a los principales eslabones de la cadena que permite, clásicamente, pasar de las medidas efectuadas en el suelo a las entregadas por los satélites. El lector encontrará así las bases sólidas y actualizadas sobre la teledetección aplicada al estudio de los suelos y a la detección de los cambios que afectan al medio ambiente (erosión, desertificación...).

Esta obra debe constituir un documento de referencia no sólo para los investigadores ya implicados en los temas tocados, sino también, para los estudiantes y todos los científicos que se forman y trabajan en estos temas, donde la utilización de los datos de teledetección se vuelve cada día más importante y compleja con la evolución de los conocimientos y la aparición de los satélites de nueva generación.

INTRODUCTION

Marcel Jean POUGET (*) and Gérard GUYOT ()**

(*) ORSTOM, Casilla 53390, SANTIAGO 1 (Chile)

(**) INRA, Bioclimatologie, Domaine St Paul, Site Agroparc
84914 Avignon Cedex 9 (France)

The International Colloquium SPECTEL'95 "Spectral properties and remote sensing of soils and rocks from visible to middle infrared" was held from 24 to 27 April 1995 in La Serena (Chile). Its objectives were the following :

- to bring updated information on spectral properties of soils and rocks ;
- to show the interest of field and laboratory spectral measurements as tools for analysing and characterizing soils and rocks ;
- to present application examples using remote sensing data in pedology and geology : soil erosion and degradation in arid and intertropical zones, characterization and mapping of lithological facies or mineralogic components.

The organisation of this colloquium was initiated by ORSTOM in close co-operation with Chilean universities : University of Chile, Pontificia Universidad Católica de Chile and University of La Serena. In addition, it was supported by the Chilean Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) and the French Space Agency (CNES).

Eighty participants meet together comprising not only scientists specialised in different domains (pedologists, geologists, mineralogists, physicists, agronomists, geographers...) but also professionals (agriculture, environment, mining prospecting) coming mainly from America (Argentina, Brazil, Bolivia, Canada, Chile, USA) and also from Europe (France, Germany, Italy, Spain) and Africa (Tunisia, South Africa).

During this meeting, the spectral properties of soils and rocks as well as vegetation, were studied at different scales from samples analysed in the laboratory up to regions observed by a satellite including field and airborne measurements. The Colloquium was organised around five main scientific topics with 7 invited conferences and 20 contributing papers :

- diffuse reflection properties of mineral and vegetal surfaces : synthesis of the present time knowledge in this domain ;
- laboratory spectrophotometric measurements : analysis and modelling of spectra as a function

of the chemical, mineralogical and organic composition of soils and rocks and practical applications ;

- field radiometric measurements with portable radiometers and spectroradiometers : description of existing instruments, management of the measurements, analysis of acquired data and modelling of the effects of parameters connected to the soil surface status ;
- passage of satellite to ground measured data : consideration of disturbing effects of the proper characteristics of satellite sensors, of the atmosphere, of the view and irradiance geometry and also of the topography ;
- examples of utilisation of remote sensing images in pedology, geology and mining prospecting.

As this Colloquium was centred on a well delimited theme (analysis of spectral properties of soils and rocks from visible to middle infrared and remote sensing applications) and because of the quality of invited conferences and contributing papers, it represented a particularly interesting synthesis for a large number of users. This leads us to enhance this synthesis by preparing this special issue of Photo-Interpretation co-edited with ORSTOM.

This special issue presents the revised versions of the main contributions giving the state of the art in the five topics of the colloquium. They correspond to the main links of the chain that classically enable to pass from the ground level measurements to the satellite data. The reader will then find substantial and updated bases on remote sensing applied to soil study and detection of changes affecting the environment (erosion, desert extension...).

This book should be a reference document not only for the scientists already involved in the topics covered but also for the students and all the scientists who will have to train or to work in domains where the use of remote sensing data is every day becoming more important and complex with the evolution of the knowledge and the appearance of new generation satellites.



**21st Anniversary General Assembly of the
European Association of Remote Sensing Laboratories
and
EARSeL Symposium 1997
Technical University of Denmark, Lyngby (near Copenhagen)
17-19 June 1997**

“Future Directions in Remote Sensing”

A cordial invitation is extended to the 21st anniversary meeting of EARSeL.

The Association is a network of nearly three hundred European institutes, situated throughout the entire European area, within academia, commerce and industry, specialising in research and the development of applications of remote sensing techniques in the many fields where it is proving to be an invaluable tool. Services to members include networking via Special Interest Groups, a quarterly Newsletter, the EARSeL Directory, Proceedings of specialist meetings and symposia, and the Yearbook “Advances in Remote Sensing”.

The title of the 1997 Symposium reflects the interests in Europe to transfer remote sensing techniques from the research area to applications in support of the community at large. EARSeL is assisting in this by organising a series of symposia devoted to the transfer of knowledge from research laboratories to potential operational entities. These symposia can be considered an important extension of the Pilot Projects organised by the European Space Agency in connection with the ERS and follow-on missions and could form the basis for future demonstration projects such as those foreseen in connection with the development of the European Centre for Earth Observation based at the EC Joint Research Centre in Ispra, Italy.

On this special occasion, a number of those who were present at the founding of the Association and who since then have contributed to its growth and success over the years will be joining us. There will also be a special session where several eminent speakers from national and international organisations have agreed to express their views on the theme of our symposium, future trends in remote sensing. There will also be spe-

cial sessions organised by the European Space Agency and the Centre for Earth Observation.

Contributed and poster papers will address the following topics :

- Agriculture/Forestry/Vegetation
- Land use/Urban Planning
- Coastal Zone Management
- Ocean Surveillance/Pollution
- Sea Ice Monitoring

VENUE : Lyngby is 15 km north of Copenhagen centre easily accessible by frequent trains to Lyngby Station. The campus, about 2.5 km from the station, may be reached by public buses. There are two hotels in Lyngby which may accommodate more than 100 people (block booking), a four-star hotel (Eremitage) with a special price and a two-star hotel (Fortunen) at moderate prices. They are within walking distance from the campus.

SCIENTIFIC COMMITTEE

Preben Gudmandsen (Chairman)

N. Skou (Danish Remote Sensing Centre)

Neil Hubbard (CEO)

Luigi Fusco (ESA ESRIN)

Robin Vaughan (Dundee Centre for Coastal Zone Research)

Lucien Wald (Ecole des Mines, Sophia Antipolis)

Peter Winkler (FOMI)

Franz Jaskolla (Daimler Benz Aerospace)

REGISTRATION FEE		
	Before 1 May	After 1 May
Members and observers	FFr. 1 500	FFr. 1600
Non-members	FFr. 1 700	FFr. 1 900
Students	FFr. 400	FFr. 450

*The full programme and information about EARSeL,
its membership, its Special Interest Groups and activities may be obtained from :*

EARSeL Secretariat (Mme. M. Godefroy)

2, avenue Rapp

F-75340 Paris Cedex 07, France

Tel: +33-1 45 56 73 60, Fax: +33 (0)1 45 56 73 61

E-mail: earsel@meteo.fr

MESURES SPECTROPHOTOMÉTRIQUES DE LABORATOIRE

(SPECTROMÉTRIE OPTIQUE)

Ali BÉDIDI ET Bernard CERVELLE

Laboratoire de Physique et Mécanique des Géomatériaux,
Université de Marne-la-Vallée

RÉSUMÉ

Dans cet article de synthèse, on présente la spectroscopie en réflectance diffuse appliquée à l'étude d'échantillons de sols au laboratoire. Un rappel succinct est donné sur l'origine des phénomènes physiques mis en jeu lors de la réflexion de la lumière par un milieu divisé (un sol). Ensuite, sont présentés successivement, la mesure des spectres de réflectance, les facteurs modificateurs de la réflectance d'un sol, le traitement et l'analyse des spectres, quelques modèles théoriques, et quelques exemples d'application.

MOTS CLÉS : *Réflectance diffuse, spectroscopie, méthodes, analyse, modèles.*

1. INTRODUCTION

L'objectif de cette synthèse est de présenter la spectroscopie en réflectance diffuse telle qu'elle pourrait être appliquée aux échantillons de sols au laboratoire. Nous allons tout d'abord discuter de l'origine de cette spectroscopie, puis de la manière de mesurer la réflectance, des modèles théoriques, des différentes manières d'exploiter les spectres de réflectance ainsi que des facteurs pouvant la modifier. Nous terminerons en donnant quelques exemples d'applications qui sont loin d'être exhaustifs.

Nous allons essayer de combler ce manque d'exhaustivité (il faudrait des ouvrages entiers pour parler de la spectrométrie en réflectance diffuse) par une bibliographie assez abondante. Cette dernière sera donnée à la fin du texte dans la section bibliographie. En effet, seule une partie des références sera citée dans le texte.

2. ORIGINE DE LA SPECTROSCOPIE EN RÉFLECTANCE DIFFUSE

2.1. La carte énergétique

Au niveau microscopique l'énergie est quantifiée, c'est-à-dire que chaque atome possède une carte énergétique propre. Une carte donnée est constituée d'une infinité de niveaux discrets d'énergie que l'atome peut occuper. Le plus bas niveau d'énergie est appelé niveau fondamental.

Ainsi, un atome donné, sous l'action d'un rayonnement électromagnétique (flux de photons) par exemple, peut passer d'un niveau à un autre, on dit que l'atome est excité. Ceci se produit par l'absorption d'un photon. Une des conditions pour que cette transition ait lieu est que la différence d'énergie entre le niveau de départ (E_d) et le niveau d'arrivée (E_a) soit égale au quantum d'énergie transportée par le photon :

$$E_a - E_d = h\nu \quad (1)$$

avec h la constante de Planck et ν la fréquence du rayonnement.

L'atome reste très peu de temps dans son état excité. A chaque niveau d'énergie correspond une durée de vie τ : temps moyen durant lequel l'atome reste excité ($\tau \approx 10^{-8}$ seconde dans le visible). Au-delà de ce temps l'atome perd l'énergie qu'il a absorbée de deux manières différentes : soit en émettant un rayonnement électromagnétique (photon), soit en cédant son énergie à un autre atome par effet de choc. D'autre part, l'atome revient soit directement à son niveau de départ soit vers un autre niveau.

La durée de vie étant nécessairement finie, les niveaux d'énergie ont en fait une certaine largeur $\Delta E = h/2 \pi \tau$ (principe d'incertitude d'Eisenberg). Il en résulte que le rayonnement susceptible d'être absorbé et de provoquer une transition de l'atome correspond à une petite gamme de fréquences ($h \Delta \nu \approx \Delta E$). En fait, il correspond à une distribution (gaussienne, lorentzienne, de Voigt) des fréquences de largeur $\Delta \nu$. La forme de cette distribu-

* Bâtiment IFI, 2, allée de la Butte-Verte, 93166 Noisy-le-Grand, France

tion dépend du phénomène prépondérant dans l'élargissement : si l'élargissement Doppler est prépondérant, la forme est gaussienne ; en revanche, si l'élargissement par choc est prépondérant la forme est lorentzienne.

Si l'on associe deux atomes ou plus, on constitue une molécule. Les cartes énergétiques des atomes constituants se combinent alors pour donner une carte énergétique caractéristique de la molécule considérée. De même, on peut associer un très grand nombre d'atomes ($\approx 10^{27}/\text{cm}^3$) pour fabriquer des cristaux par exemple. De la même manière, les cartes énergétiques se recombinaient pour aboutir à une autre carte caractéristique de l'objet obtenu par l'association de tous ces atomes. En fait, ce sont les électrons périphériques, les moins liés aux atomes, qui se mettent ensemble pour former les nouveaux objets (molécules, cristaux, etc.). Il en résulte une conservation d'une partie de la carte énergétique propre à chaque atome constituant (niveaux profonds pouvant être atteints par les rayons X).

Plus l'objet obtenu est complexe, plus des phénomènes nouveaux apparaissent. En effet, contrairement à un atome, une molécule peut vibrer, elle peut aussi tourner autour d'elle-même comme une toupie. Dans un cristal, des atomes voisins peuvent modifier la carte d'un atome donné (effet de champ : transitions observées dans le visible pour les oxydes de fer par exemple), ils peuvent aussi s'échanger des électrons (transfert de charge) voir à cet effet BURNS (1993).

De plus, comme il y a beaucoup d'atomes en présence, certains phénomènes viennent élargir d'avantage les niveaux d'énergie : l'effet Doppler (sous l'effet de la température, les atomes s'agitent et voient la fréquence du rayonnement présent décalée), l'effet de choc (la durée de vie de l'état excité d'un atome est réduite sous l'effet d'un choc avec un autre atome qui précipite ainsi sa désexcitation), dans un cristal la symétrie autour d'un atome peut être brisée, etc.

Différents auteurs traitent des bandes d'absorption des minéraux. Ce sont en particulier HUNT et SALISBURY dont la liste des principales publications est donnée dans la bibliographie.

On vient ainsi de voir d'une manière un peu schématique que la carte énergétique d'un minéral est spécifique. Elle va donc permettre d'identifier les composantes d'un matériau donné, par exemple un sol.

On comprend donc ainsi quel est le but de la carte énergétique. Dites-moi quelle carte vous avez et je vous dirai qui vous êtes !

2.2. Comment obtenir la carte énergétique d'un matériau donné ?

Pour cela on peut illuminer le matériau avec une lumière dont on peut choisir la fréquence

(ou la longueur d'onde) et mesurer la quantité absorbée pour chacune des fréquences, on dit que l'on mesure le spectre d'absorption du matériau. Généralement, on balaye dans une gamme de fréquences donnée, selon l'élément que l'on cherche à déterminer (exemple : ultraviolet, visible, infrarouge (proche, moyen et lointain)).

Si l'on examine ainsi une portion (visible, infrarouge, etc.) de la carte énergétique on peut déterminer les éléments en présence dans le matériau (éléments constitutifs). Mais peut-on déterminer la concentration en ces éléments ? Autrement dit, sachant qui vous êtes puis-je dire combien vous êtes ? Si l'on connaît le spectre d'absorption, la réponse est oui. En effet, la forme (gaussienne, lorentzienne, de Voigt) de la bande d'absorption et son intensité nous donnent directement la concentration en élément absorbant. Donc le problème est maintenant la détermination du spectre d'absorption. Un procédé très utilisé est la spectroscopie en transmission.

2.3. Spectroscopie en transmission

La spectroscopie en transmission peut être utilisée pour les matériaux transparents. On taille une lame d'épaisseur d dans le matériau. On l'éclaire avec de la lumière d'intensité $I_0(\nu)$ et l'on mesure l'intensité de la lumière transmise à travers la lame $I(\nu)$. La loi de Beer-Lambert permet alors de calculer la concentration de l'élément absorbant :

$$I(\nu) = I_0(\nu) \exp(-k(\nu) c d) \quad (2)$$

ou $k(\nu)$ est le coefficient d'absorption molaire, c la concentration (kc est appelé le coefficient d'absorption linéaire) et ν la fréquence.

Cette loi est valable lorsque la lame est homogène à une échelle inférieure à la longueur d'onde*. Si l'échantillon n'est pas homogène mais reste néanmoins transparent alors la loi de Beer-Lambert reste valable, à condition de remplacer le coefficient d'absorption par le coefficient d'extinction. On observe alors sur le spectre d'absorption, en plus des bandes d'absorption, un fond ou une ligne de base qui représente la diffusion. En effet, une partie de l'énergie incidente est réfléchiée dans toutes les directions de l'espace, ce qui correspond à la diffusion. Une autre partie est transformée en une autre forme d'énergie (vibration du réseau par exemple) et correspond à l'absorption. La somme de la diffusion et de l'absorption constitue ce que l'on appelle l'extinction. En réalité les deux phénomènes (diffusion et absorption) sont indissociables.

Cette technique très utilisée pour l'étude des verres par exemple, reste néanmoins inutilisable

* la longueur d'onde λ est liée à la fréquence ν et au nombre d'onde σ par : $\lambda = c/\nu = 2\pi/\sigma$ où c est la célérité de la lumière. Dans le visible et le proche infrarouge on compte généralement λ en nm ou μm et σ en cm^{-1} .

lorsqu'il s'agit de matériaux opaques. L'opacité pouvant être due à une forte absorption du matériau ou bien à une forte diffusion ce qui est le cas notamment des matériaux poudreux. Comment faire alors ? Une réponse est la réflectance.

2.4. La réflectance bidirectionnelle

On éclaire l'échantillon avec un faisceau lumineux d'intensité I_0 dans la direction d'incidence (θ_0, φ_0) et on mesure l'intensité $I(\theta, \varphi)$ de la lumière réfléchie dans la direction (θ, φ) . Le rapport $I(\theta, \varphi)/I_0(\theta_0, \varphi_0)$ est appelé réflectance bidirectionnelle. La réflectance diffuse est le rapport de l'intensité de la lumière réfléchie dans toutes les directions de l'espace à l'intensité de la lumière incidente perpendiculairement à l'échantillon.

Connaissant le spectre de l'intensité de la lumière incidente et mesurant le spectre de l'intensité de la lumière totale réfléchie on peut aisément calculer le spectre de l'intensité de la lumière absorbée (c'est la différence entre les deux premiers spectres). Mais là il faut faire attention. En effet, si le spectre d'absorption mesuré par transmission sur un matériau homogène est relié de manière simple (loi de Beer-Lambert) au coefficient d'absorption massique caractéristique de ce matériau, il n'en est pas de même pour le spectre de la lumière absorbée, obtenu par la mesure de la réflectance diffuse. En effet, à cause de la diffusion multiple au sein de l'échantillon poudreux, il n'existe pas à

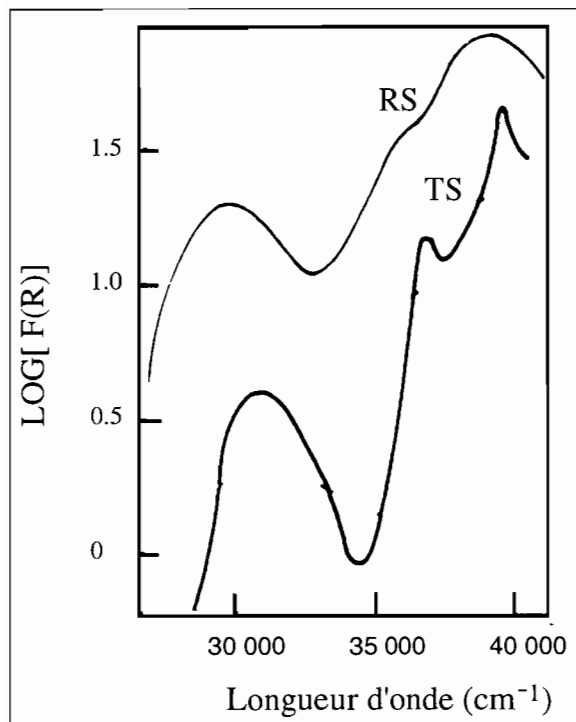


Figure 1 : La spectroscopie en transmission (TS) permet une meilleure résolution spectrale que la spectroscopie en réflectance diffuse (RS). On note le déplacement de la position des bandes d'absorption (d'après FREI et MACNEIL, 1973).

l'heure actuelle de modèle physique théoriquement complet et expérimentalement vérifié qui relie la réflectance d'un matériau à son coefficient d'absorption (à ses paramètres optiques en général indice de réfraction, n , et coefficient d'extinction, k).

Pour un matériau donné, les bandes d'absorption observées sur son spectre de transmission et de réflectance diffuse, sont situées pratiquement aux mêmes fréquences ou longueurs d'ondes. En effet, les déplacements sont généralement assez faibles et n'entraînent pas de confusion possible lorsqu'il s'agit d'identifier les minéraux constituants d'un sol par exemple. En revanche, les bandes d'absorption sont plus larges et peuvent même parfois (mais rarement) se métamorphoser en pics. Ceci entraîne bien sûr une moins bonne résolution spectrale en réflectance diffuse qu'en transmission (**Figure 1**).

On vient donc de voir que la réflectance diffuse permet en principe d'identifier les minéraux constituants d'un sol. Qu'en est-il de la quantification de ces minéraux, c'est-à-dire de leurs concentrations ? Jusqu'à présent il n'existe pas pour la réflectance d'équivalent de la loi de Beer-Lambert pour la transmission. Alors comment fait-on ? On essaye de trouver des solutions de compromis !

3. LA RÉFLECTANCE DIFFUSE

3.1. Mesure

Pour mesurer le spectre de diffusion d'un matériau donné la technique la plus répandue est l'utilisation d'une sphère intégrante (**Figure 2**). C'est une sphère percée d'orifices (échantillon, capteur, faisceau(x) incident(s)). La géométrie sphérique permet la répartition uniforme de la lumière réfléchie par l'échantillon sur toute la surface de la sphère. Ainsi, une mesure, sur la surface d'un petit trou, de l'intensité de la

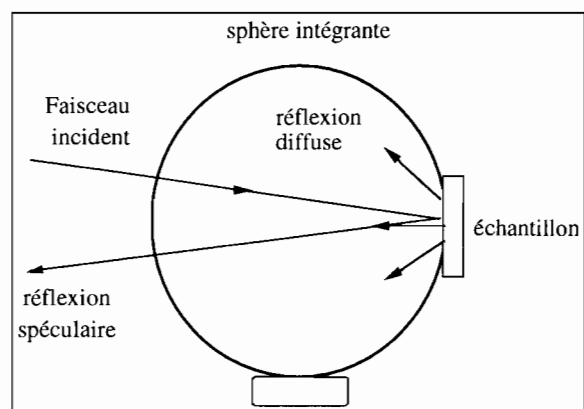


Figure 2 : La figure ci-dessus représente schématiquement une sphère intégrante. L'incidence se fait légèrement en dehors de la normale à l'échantillon ($\approx 3^\circ$) afin d'éviter la réflexion spéculaire.

lumière réfléchi est proportionnelle à l'intensité totale de cette lumière. L'intérieur de la sphère est recouvert d'un matériau diffusant blanc (réflectance avoisinant les 100 %) afin d'éviter des pertes de la lumière réfléchi sur la surface et pour assurer sa répartition uniforme. Le nombre d'orifices de la sphère dépend de la technique utilisée pour la mesure (simple ou double faisceau).

La sphère peut être utilisée dans deux positions : la première permet la mesure de toute la lumière réfléchi par l'échantillon (réflectance hémisphérique totale) et la seconde permet d'éliminer de la mesure la composante spéculaire (voir plus bas).

3.2. Étalon

La mesure directe de la valeur absolue de la réflectance diffuse nécessite un étalonnage des spectromètres c'est-à-dire de leur optique et de leur électronique et même de leur mécanique. Les paramètres d'étalonnage variant dans le temps, la mesure directe est donc exclue. Pour résoudre ce problème on mesure les spectres de réflectance des matériaux relativement à des étalons dont la réflectance est bien connue. Parmi les étalons utilisés on peut citer le monoxyde de magnésium (MgO), le sulfate de baryum (BaSO_4) et le halon (poudre de tétrafluoroéthylène agglomérée).

Parmi ces trois matériaux, le halon est le plus stable dans le temps et aussi celui dont la réflectance approche le plus les 100 % sur une large gamme de longueurs d'ondes allant de l'U.V. à l'infrarouge moyen (WEIDNER and HSIA, 1981). Pratiquement on mesure le spectre de l'intensité de la lumière réfléchi par l'étalon $I_{et}(\lambda)$ et par l'échantillon $I_{ec}(\lambda)$, et on calcule en suite le rapport de ces deux spectres. On suppose que l'étalon a une réflectance égale à 100 %, le rapport $I_{ec}(\lambda)/I_{et}(\lambda)$ donne alors le spectre de réflectance diffuse de l'échantillon relativement à l'étalon choisi. Pour les mesures très précises on utilise une surface étalon dont le spectre de réflectance a été déterminé par rapport à un étalon primaire.

3.3. Présentation

Les spectres de réflectance peuvent être transformés pour mieux mettre en valeur certaines de leurs caractéristiques telles que les bandes d'absorption. En général, on les présente soit sous la forme de la réflectance diffuse, soit sous la forme d'absorbance. L'absorbance, est le logarithme changé de signe de la réflectance diffuse. Lorsque la fonction logarithme utilisée est le logarithme à base 10, l'absorbance est aussi appelée densité optique (Figure 3).

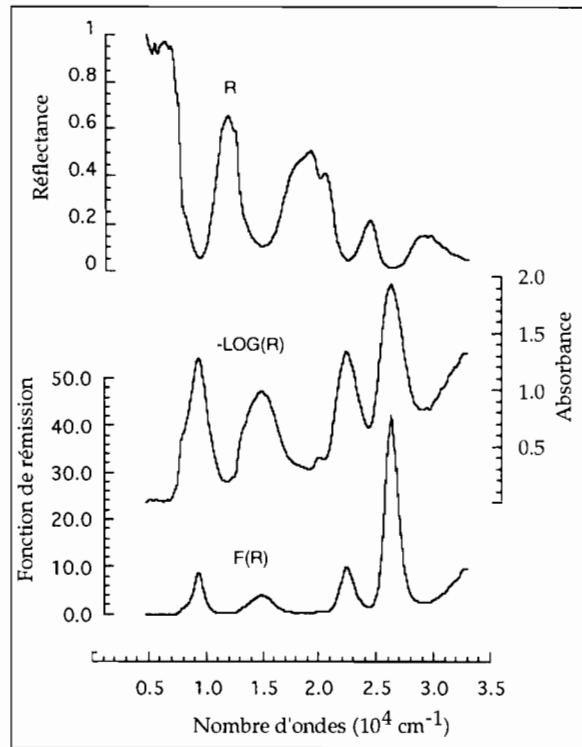


Figure 3 : En haut le spectre de réflectance, au milieu le spectre d'absorbance et en bas le spectre de la fonction de rémission (Ni_2SiO_4). Notons que la fonction de rémission permet de mettre en évidence les bandes d'absorption peu intenses.

3.4. Un exemple

La figure 4 montre le spectre de réflectance diffuse d'un échantillon de sol latéritique de la région de Brasilia. La minéralogie de l'échantillon est assez simple : kaolinite (46,13 %), gibbsite (30,84 %), hématite (3,2 %) et goéthite (6,2 %). L'échantillon est constitué en quasi majorité de particules de tailles inférieures à $2 \mu\text{m}$ (88 %) et contient (2,12 %) de matière organique. Les flèches sur le graphe marquent les positions des différentes bandes d'absorption ainsi que les phases minérales responsables de l'absorption.

4. FACTEURS INFLUENÇANT LA RÉFLECTANCE D'UN ÉCHANTILLON

4.1. La granulométrie

Une poudre minérale broyée s'éclaircit, c'est-à-dire que son niveau de réflectance général augmente. Ce résultat bien connu, et généralement vérifié, doit être reconsidéré lorsqu'il s'agit de matériaux colorés. En effet, des grains opaques peuvent devenir transparents si ils sont broyés. Ce résultat s'explique facilement puisque l'on sait que l'absorption d'un matériau dépend à la fois de son coefficient d'absorption caractéris-

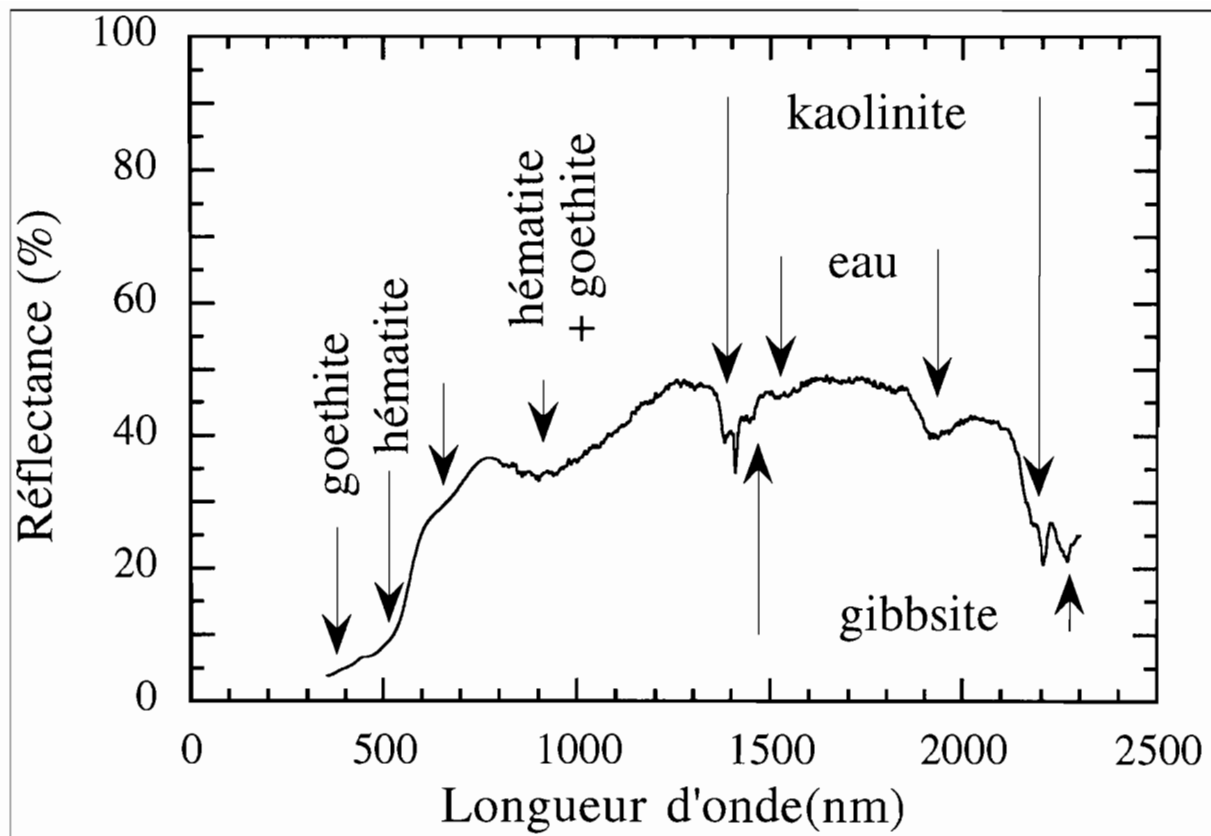


Figure 4 : Exemple de spectre de réflectance d'un sol de Brasilia avec affectation des bandes d'absorption.

tique ainsi que de son épaisseur. Même de l'eau pure devient opaque au delà d'une certaine profondeur. La calcite par exemple, présente une bande d'absorption dans l'infrarouge qui se mue en un pic de réflectance lorsqu'elle est broyée au delà d'une certaine taille des grains (VINCENT et HUNT, 1968). De même CERVELLE et BAHU (1974) ont observé des variations non monotones de la réflectance diffuse d'une poudre de sphalérite ferrique en fonction de sa granulométrie. Ces variations dépendent de la longueur d'onde et sont peut être dues à la présence du fer.

De son côté, BÉDIDI (1992) a montré que la réflectance de différentes fractions granulométriques d'un sable diminuait dans le rouge et augmentait dans le bleu lorsque la granulométrie diminue retrouvant ainsi de résultats similaires à ceux de CERVELLE et BAHU (Figure 5). Il revient donc au chercheur d'estimer si un tri granulométrique ou un broyage sont nécessaires avant d'effectuer les mesures de réflectance, les résultats obtenus pouvant en dépendre.

4.2. L'humidité

Lorsqu'un grain minéral est enrobé d'eau au lieu de l'air les proportions de lumière réfléchi et absorbée changent. Ce changement dépend également du caractère absorbant ou transparent du grain à la longueur d'onde considérée. Expérimentalement, il a été montré que l'humidité provoque une baisse générale du niveau de

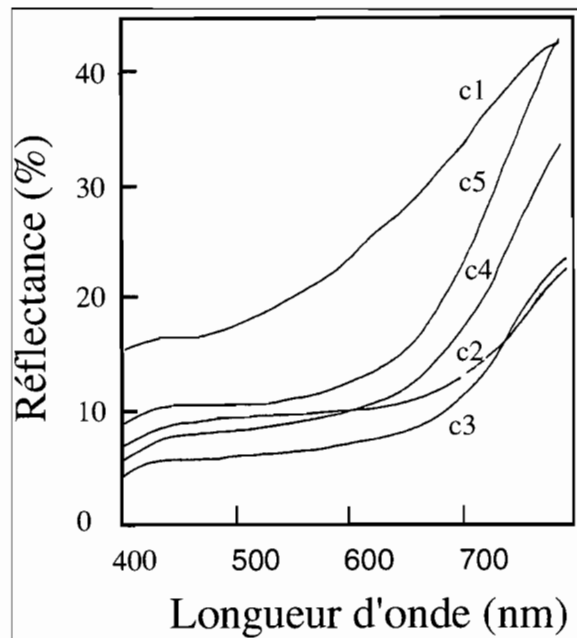


Figure 5 : Spectre de réflectance diffuse d'une poudre de sphalérite ferrique de différentes granulométries (c1 : 80-34 μm ; c2 : 34-26 μm ; c3 : 26-18 μm ; c4 : 18-12 μm et c5 : 12-8 μm).

réflectance des sols gris (BOWERS and SMITH, 1972) alors que les sols colorés présentent des variations non-monotones de leur réflectance qui dépendent de la longueur d'onde (BÉDIDI *et al.*, 1992). On observe également des déplacements des positions de bandes d'absorption pouvant atteindre 20 nm dans certains cas (Figure 6).

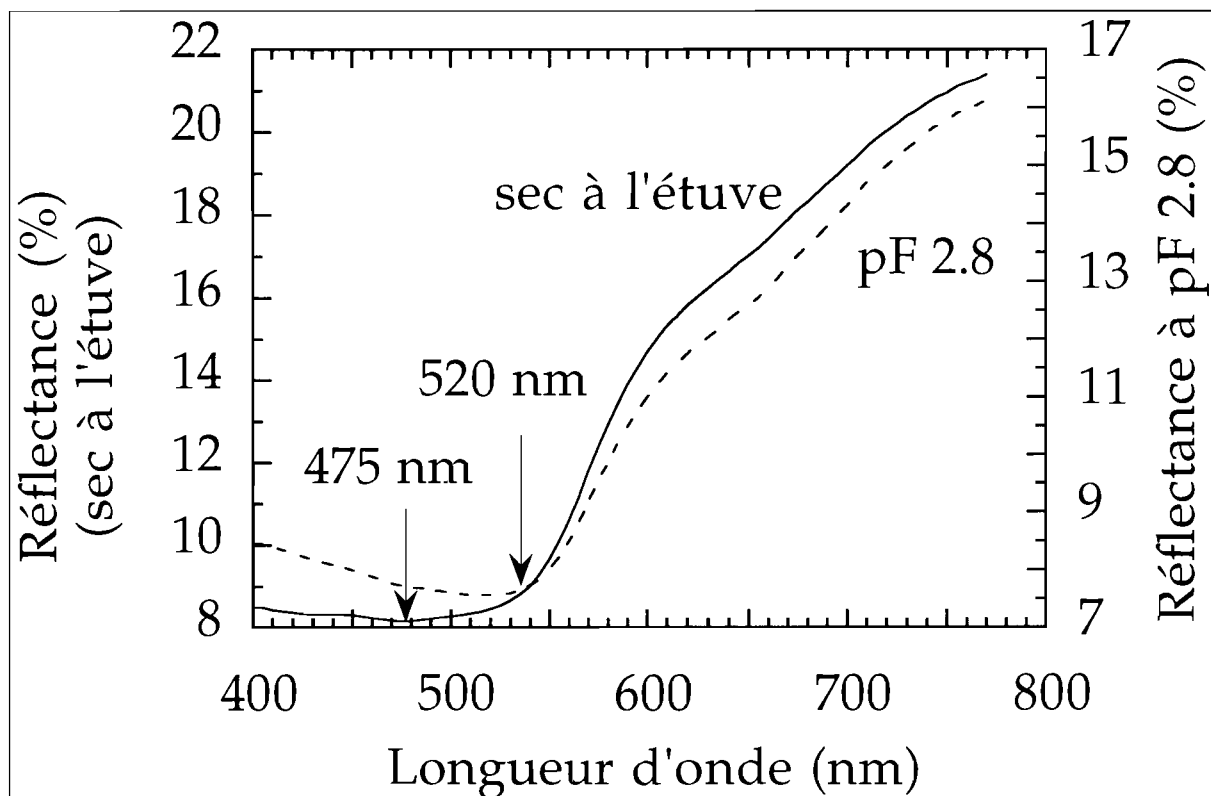


Figure 6 : Déplacement du minimum de réflectance sous l'effet de l'humidité pour un sol latéritique rouge de Brasilia.

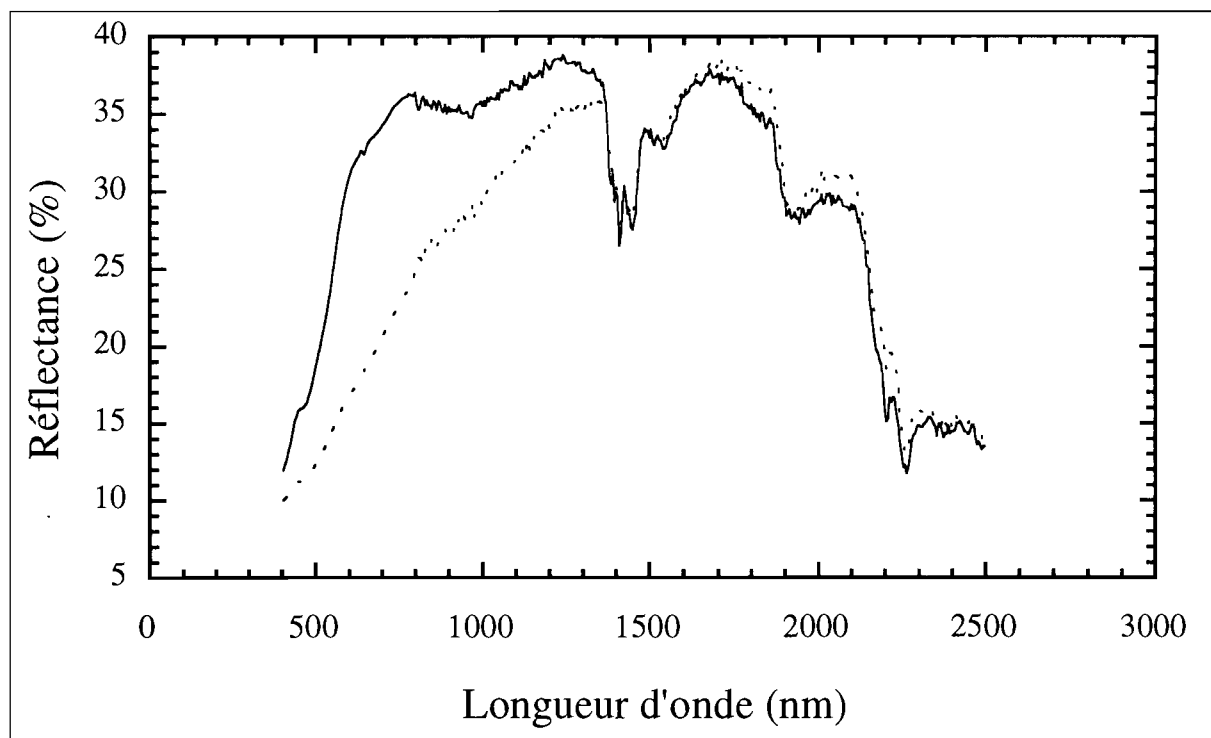


Figure 7 : Spectre de réflectance d'un échantillon de sol latéritique de Brasilia (en pointillés l'échantillon brut avec 4 % de matière organique et en continue l'échantillon sans matière organique).

L'eau peut également accentuer les caractéristiques spectrales d'un échantillon.

Pour éviter ces effets induits par l'humidité un séchage à l'étuve à des températures assez basses (60°) permettrait à la fois de ramener les échantillons à un même état hydrique (secs) et d'éviter la transformation de certains minéraux comme la kaolinite.

Enfin, l'eau comme tout autre élément, a ses propres bandes d'absorption (AINES and ROSSMAN, 1984). Les vibrations des ions OH⁻ sont à l'origine des bandes d'absorption situées dans l'infrarouge (exemple : 1,4 µm, 1,9 µm). Elles se superposent à celles des constituants minéraux des sols comme la kaolinite ou la gibbsite.

4.3. La matière organique (pour les sols)

Dans le visible la matière organique est opaque. Une teneur de quelques pour cent (< 4 %) noircit considérablement les échantillons de sol. La matière organique provoque ainsi une forte baisse générale de la réflectance. Les caractéristiques spectrales des autres constituants (bandes d'absorption) sont atténuées voire complètement masquées (Figure 7). Ainsi, pour effectuer une analyse spectrale de la composition minérale d'un sol, on élimine la matière organique en le traitant avec de l'eau oxygénée (H₂O₂).

4.4. L'état de surface et la compaction

Une étude récente montre qu'un même échantillon de sol rouge préparé avec différents états de surface et de compaction présentait pour les plus faibles valeurs de sa réflectance (7-10 %) un coefficient de variation (rapport de l'écart-type à la moyenne) de l'ordre de 4 % (BRASSET, 1995). Il est donc nécessaire d'adopter un protocole rigoureux de préparation des échantillons dans toute étude quantitative des sols basée sur des mesures de réflectance. Plusieurs auteurs en ont signalé la nécessité comme par exemple SHIELDS *et al.* (1968).

4.5. La réflexion spéculaire

La réflexion spéculaire est la réflexion de la lumière par la surface de l'échantillon qui agit comme un miroir empêchant ainsi la lumière de pénétrer le volume de l'échantillon. Cette réflexion spéculaire a tendance à écraser les bandes d'absorption et à les élargir. Elle est d'autant plus importante que l'échantillon est absorbant et lisse.

Une manière de réduire la contribution de la réflexion spéculaire à la réflectance totale consiste à diluer les échantillons absorbants dans des matrices blanches comme le carbonate de sodium (NaCO₃) et le sulfate de barium (BaSO₄) (Figure 8).

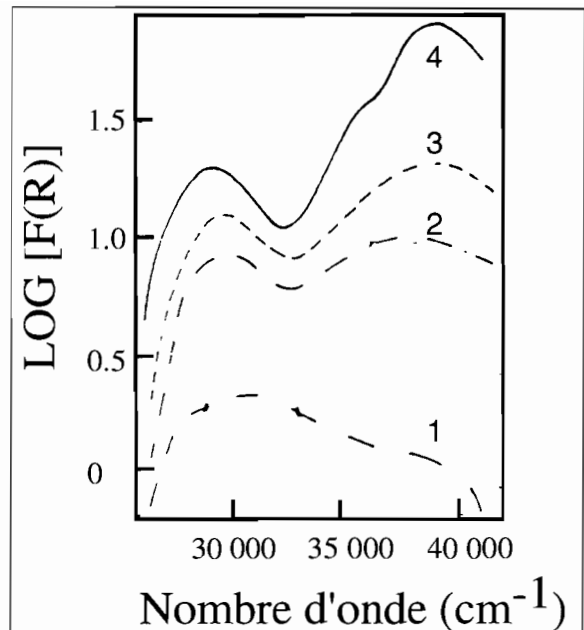


Figure 8 : Spectres de réflectance d'un échantillon d'anthraquinone (fortement absorbant). 1 : non diluée; 2, 3 et 4 adsorbé sur du NaCl avec des fractions molaires respectives de 0.0126, 0.0050, 0.00019.

4.6. La diffusion

Ce problème est l'inverse de celui posé par la réflexion spéculaire. En effet, lorsque l'absorption est trop faible les bandes caractéristiques sont noyées dans la lumière diffusée. Pour mieux les mettre en évidence on imbibe l'échantillon d'une huile transparente (exemple : l'huile de paraffine) dont l'indice de réfraction est proche de celui des minéraux composant l'échantillon. La proximité des indices de réfraction tend à rendre l'échantillon optiquement homogène, ce qui réduit alors les effets de diffusion.

4.7. Homogénéité de l'échantillon

Comme on le verra par la suite, les différents modèles de réflectance considèrent un échantillon comme un milieu homogène. Il est donc nécessaire de veiller à l'homogénéité des échantillons si l'on se propose d'utiliser ces modèles.

4.8. Autres effets

La mesure du spectre de réflectance d'un échantillon (granuleux ou pulvérulent) au laboratoire nécessite généralement l'utilisation d'une lame transparente. Des lames de silice, traitées optiquement et transparentes sur un large domaine de longueurs d'onde allant de 380 nm à 2 500 nm existent dans le commerce. L'utilisation de telles lames, entraîne cependant des modifications de la réflectance des échantillons. Cette modification est d'autant plus gênante qu'elle dépend du niveau de réflectance donc de

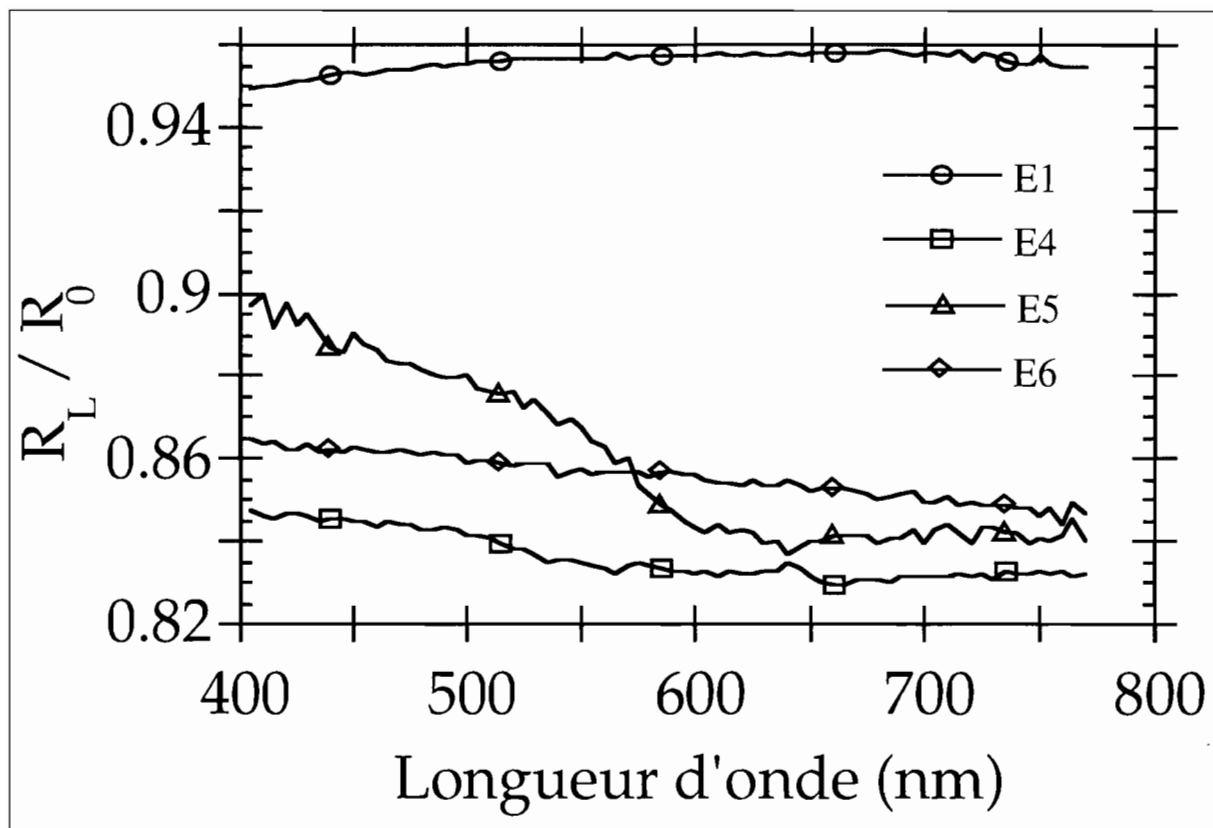


Figure 9 : Rapport de la réflectance mesurée avec la lame couvrant les échantillons (R_L) à la réflectance mesurée sur les mêmes échantillons sans la lame (R_0) en fonction de la longueur d'onde. L'effet de la lame sur les spectres de réflectance dépend de la longueur d'onde mais cette dépendance reste faible. E1 : plaque de $BaSO_4$; E4 : microgranite ; E5 : grès ferrugineux ; E6 : ardoise.

la longueur d'onde (BÉDIDI *et al.*, 1992) (Figure 9). Il convient d'en tenir compte lorsqu'une grande précision de mesure est requise.

5. QUELQUES MODÈLES

La modélisation de la réflectance est nécessaire si l'on veut d'une part, comprendre le processus de réflectance lui-même et d'autre part obtenir les spectres d'absorption vrais à partir de mesure de réflectance. Différents modèles empiriques (ADAMS, 1974 ; CLOUTIS *et al.*, 1986), statistiques (SMITH *et al.*, 1985 ; BRITT et PIETERS, 1987 ; JAUMANN *et al.*, 1988) et théoriques (GOUGEN (1981) ; LUMME et BOWELL (1981) ; HAPKE, 1981 ; HIROI et TAKEDA, 1990) ont été développés. Nous ne présenterons ici de manière succincte que le modèle de KUBELKA-MUNK et celui de HAPKE.

5.1. Modèle de Kubelka-Munk

Le modèle de Kubelka-Munk (cité par FREI et MACNEIL, 1973) relie la réflectance diffuse R_d d'un milieu divisé homogène, peu absorbant et suffisamment épais pour ne pas être traversé par la lumière directe, à un coefficient d'absorption K et un coefficient de diffusion S

du milieu. Pour les calculs le milieu est divisé en une infinité de couches homogènes et lambertienne (elle réfléchissent la lumière de la même manière dans toutes les directions de l'espace) :

$$F(R_d) = \frac{(1 - R_d)^2}{2R_d} = \frac{K}{S} \quad (3)$$

$F(R_d)$ est appelée la fonction de rémission.

Si l'échantillon est composé de n pigments alors on peut écrire :

$$K = \sum_i C_i K_i \text{ et } S = \sum_i C_i S_i \quad (4)$$

où K_i est le coefficient d'absorption du pigment i , S_i son coefficient de diffusion et C_i sa concentration.

Le coefficient de diffusion S est inversement proportionnel au diamètre moyen des particules, il est pratiquement indépendant de la longueur d'onde lorsque la taille des particules est grande devant celle-ci. Ce modèle peut être appliqué avec succès si les conditions de son application sont remplies.

Les matériaux absorbants peuvent être dilués dans des matrices blanches avant d'effectuer les mesures de réflectance. La donnée d'un échantillon de référence de composition connue permet de déterminer les compositions d'échantillons de même type.

5.2. Modèle de HAPKE

HAPKE (1981) proposa un modèle de réflectance pour des mélanges minéraux basé sur l'équation de transfert radiatif de CHANDRASEKHAR (1960). HAPKE définit un volume diffusant élémentaire représentant tous les grains présents (différentes tailles et différentes minéralogies). Il attribue à ce volume diffusant d'une part, un albédo de simple diffusion moyen, w : rapport de l'énergie diffusée par ce volume à la somme des énergies diffusées et absorbées par le même volume, donc une sorte de réflectance microscopique, et d'autre part, une fonction de phase, p , qui décrit la distribution angulaire de l'énergie diffusée.

HAPKE divise le rayonnement incident sur le volume en deux parties : une première partie qui arrive directement, sans diffusion par d'autres parties de l'échantillon, et qui est rediffusée en partie dans la direction d'observation. C'est la simple diffusion dont le calcul est quasi-exact. Une seconde partie qui arrive sur le volume diffusant après diffusion par d'autres parties de l'échantillon, c'est la diffusion multiple. Pour rendre compte de cette seconde partie, HAPKE résout l'équation de transfert radiatif par la méthode du double flux en considérant une diffusion isotrope du rayonnement multiplement diffusé. Il arrive ainsi à l'équation donnant la réflectance bidirectionnelle d'un mélange minéral :

$$R(\mu_0, \mu, g) = \frac{w}{4\pi} \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} [p(g) + H(\mu_0) H(\mu) - 1] \quad (5)$$

avec $\mu_0 = \cos(\text{angle d'incidence})$; $\mu = \cos(\text{angle d'observation})$; w : albédo de simple diffusion ; $p(g)$; fonction de phase ; g : angle entre les directions d'incidence et d'observation ; H : fonction de CHANDRASEKHAR (1960) pour une diffusion isotrope.

Une intégration sur les angles d'observation donne la réflectance diffuse :

$$R_d = \frac{w}{2} \int_0^1 \frac{\mu}{1+\mu} [p(\mu) + H(1) H(\mu) - 1] d\mu \quad (6)$$

HAPKE définit l'albédo de simple diffusion (w) d'un ensemble de particules (volume diffusant) comme la moyenne des albédos de simple diffusion de toutes les particules constituant l'ensemble (w_i). Les différents albédos étant pondérés par les sections géométriques des particules correspondantes :

$$w = \frac{\sum(M_i / \rho_i d_i) w_i}{\sum(M_i / \rho_i d_i)} \quad (7)$$

où M_i est la fraction massique, ρ_i est la masse volumique de la particule et d_i le diamètre effectif de la particule.

Pour la fonction de phase, il propose une forme semi-empirique où apparaissent deux paramètres et deux polynômes de Legendre. Cette forme consiste en fait à retenir les deux premiers termes de la fonction de phase telle qu'elle a été calculée pour une particule sphérique par la théorie de Mie.

Il faut noter ici que l'albédo de simple diffusion, ainsi que la fonction de phase sont des grandeurs physiques parfaitement définies et que l'on peut calculer exactement à partir des constantes optiques lorsqu'il s'agit d'une seule particule de forme symétrique comme la sphère (Théorie de Mie). Lorsqu'il s'agit d'un ensemble de particules, la nature de la lumière empêche un calcul de moyenne puisque cela suppose une diffusion incohérente, ce qui revient à négliger le phénomène d'interférences qui peut s'avérer très important. Quelques résultats de calculs seront donnés plus loin concernant cette approximation qui reste l'un des points faibles du modèle de HAPKE. L'autre approximation importante est l'isotropie supposée de la diffusion multiple.

Néanmoins, le modèle de HAPKE a l'avantage d'être un modèle physique basé sur des propriétés bien définies. Les hypothèses simplificatrices utilisées par HAPKE sont claires, ouvrant ainsi la voie à des améliorations possibles du modèle, contrairement à d'autres dont les hypothèses de base sont en partie empiriques. Quelques améliorations plus ou moins empiriques ont été apportées au modèle de base pour tenir compte, par exemple, du phénomène de Hot Spot et de l'état de surface (HAPKE, 1981, 1984 et 1986). Le modèle de HAPKE a été également utilisé pour représenter la réflectance des sols dans les conditions naturelles (PINTY *et al.*, 1989 ; JACQUEMOUD *et al.*, 1991).

6. QUELQUES CALCULS

Les effets d'interférences de la lumière lors de son interaction avec les différentes particules d'une poudre minérale ou d'un sol ont toujours été négligées. En effet, la prise en compte de la polarisation et de la phase des ondes électromagnétiques, c'est-à-dire de leurs amplitudes et non uniquement de leurs intensités, pour l'étude du processus de diffusion de la lumière par un milieu particulaire est un problème très difficile à résoudre car la solution exacte nécessiterait le dénombrement de toutes les particules avec leur nature, leur taille, leur forme, leur orientation et leur position. La solution exacte est donc impossible à obtenir. Néanmoins ces effets ont tendance à s'annuler car les milieux qui nous intéressent présentent généralement une grande diversité de particules qui sont distribuées plus ou moins aléatoirement dans l'espace. Mais ces effets, s'annulent-ils complètement ? à quelle échelle ont-ils de l'importance ? différentes questions de ce type peuvent être posées.

Pour essayer d'apporter quelques éclaircissements à ces questions, BÉDIDI et CERVELLE (1993) ont effectué quelques calculs.

Il s'agit du calcul exact de l'albédo de simple diffusion, w , et de la fonction de phase, p , de particules sphériques dont l'indice de réfraction complexe est pris égal à celui de quelques miné-

raux composants les sols latéritiques à savoir l'hématite, la goéthite et la kaolinite. La taille des particules varie entre 0,01 μm et 50 μm pour décrire toute une gamme de granulométries observées, soit dans les sols, soit dans les poudres minérales obtenues par broyage.

Les valeurs calculées de w et p ont été moyennées selon l'hypothèse de HAPKE pour différentes distributions granulométriques, et ont été ensuite injectées dans le modèle de HAPKE pour simuler le spectre de réflectance de certaines poudres minérales comme l'hématite. Les spectres simulés sont très différents des spectres expérimentaux (Figure 10).

Il s'avère donc que l'hypothèse de HAPKE est au moins partiellement en défaut. En effet, HAPKE et WELLS (1981) montrent que l'albédo de simple diffusion moyen d'un mélange de deux minéraux, obtenu par inversion de son modèle, est la moyenne des albédos de simple de diffusion moyens de chacun des composants, obtenus également par inversion du modèle. Ces résultats sont obtenus avec une erreur de l'ordre de 5-7 %. La seule explication à cette contradiction apparente est que les phénomènes d'interférences ne peuvent pas être négligés à petite échelle. Autrement dit, il existe des cellules élémentaires dans les échantillons dont l'albédo moyen est celui retrouvé par inversion du modèle de HAPKE, mais l'albédo de chaque cellule n'est pas la moyenne de ceux des particules constituant la cellule. Ceci est d'autant plus valable pour les sols que ceux-ci sont des milieux organisés. Un sol dont on change l'organisation change de couleur traduisant ainsi une

modification de sa réflectance. Des sols rouges peuvent ainsi virer au jaune sous une action mécanique manuelle (MULLER, 1987). Des calculs de diffusion par des ensembles de sphères confortent cette conclusion (Figure 11).

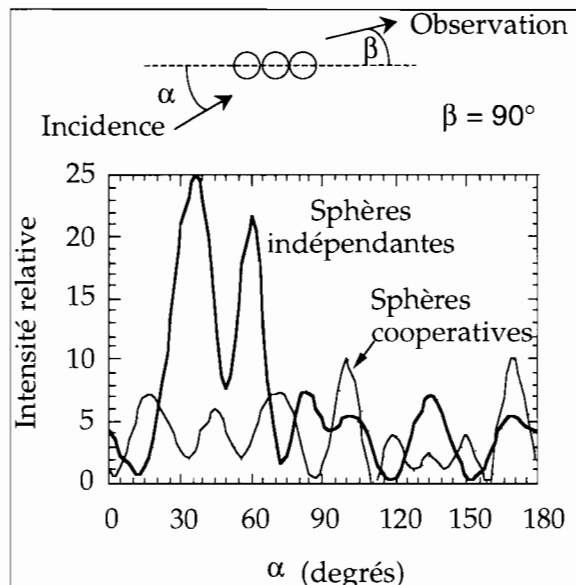


Figure 11 : Calculs de l'intensité de la lumière diffusée par un ensemble de trois sphères alignées. On comparera l'intensité réelle prenant en compte les effets d'interférence (sphères coopératives) et l'intensité obtenue en considérant que les sphères sont indépendantes. L'indice de réfraction complexe des sphères est $1.61 + j 0.004$ et le paramètre de taille ($2\pi r / \lambda$ avec r : rayon de la sphère et λ : longueur d'onde) est égal à 3.083 (d'après Fuller, 1987).

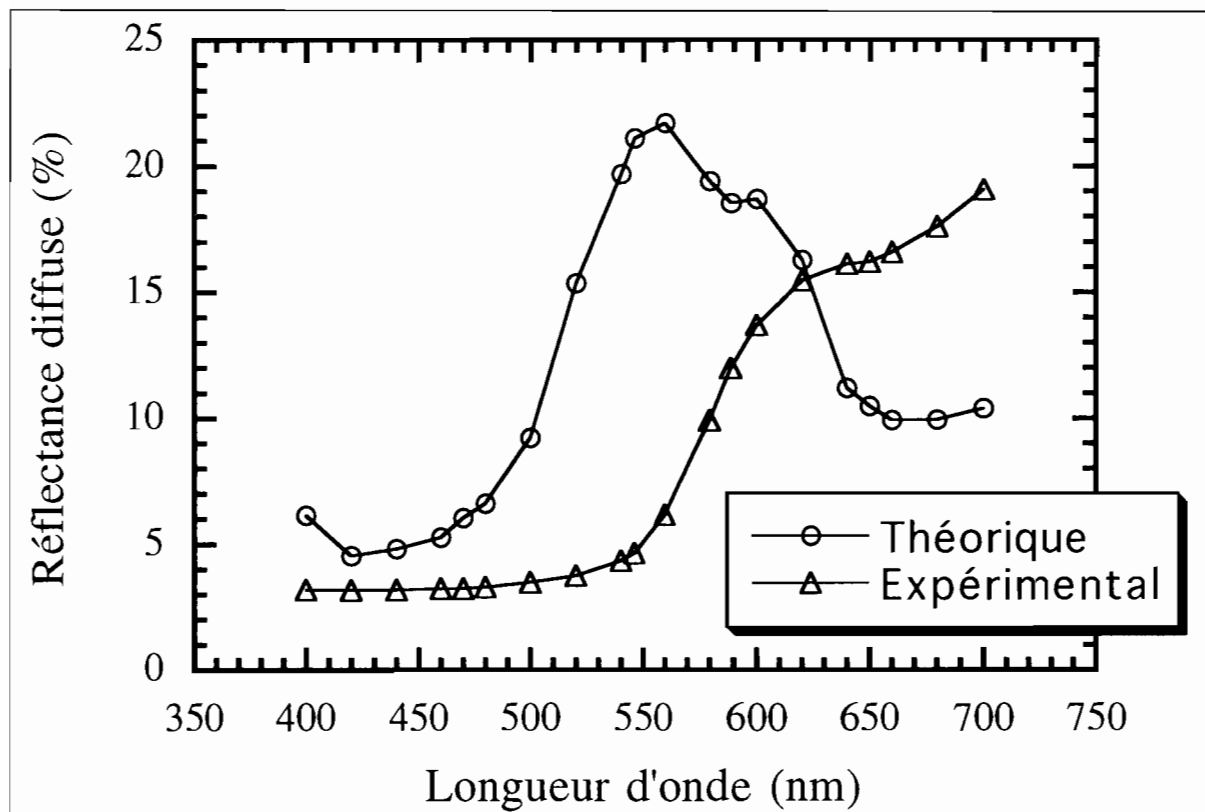


Figure 10 : Spectres théorique (o) et expérimental (Δ) d'une poudre d'hématite.

7. TRAITEMENT DES SPECTRES

7.1. Suppression de la ligne de base

Pour séparer la diffusion de l'absorption sur un spectre d'absorbance (obtenu par exemple par application du modèle de KUBELKA-MUNK) on essaye généralement de soustraire le fond continu du spectre en l'approchant par une fonction connue. Celle-ci est généralement la queue d'une gaussienne, la queue d'une lorentzienne, une parabole ou tout simplement une droite.

La **figure 12** montre à titre d'exemple, le spectre d'absorbance d'un spinelle (Ni_2SiO_4) avec la ligne de base choisie (une partie de gaussienne) et la **figure 13** le même spectre auquel on a soustrait la ligne de base. Ce spectre peut être modélisé à son tour par une somme de gaussiennes comme on le verra dans le paragraphe suivant.

7.2. Décomposition en gaussiennes ou lorentziennes

Après suppression de la ligne de base on suppose que le spectre restant est une somme de bandes d'absorption dont on connaît le nombre et les positions approximatives. Ces bandes sont simulées par des gaussiennes ou des lorentziennes et même par un mélange des deux formes. Une procédure informatique permet alors

d'ajuster le spectre théorique (somme de gaussiennes par exemple) au spectre expérimental. Les bandes d'absorption ainsi déterminées sont alors exploitées (position, largeur, surface, intensité). Pour un exemple de calcul voir SUNSHINE, *et al.* (1990).

7.3. Dérivation des spectres (réflectance, absorbance)

Lorsque l'absorption est faible, les bandes d'absorption sont peu intenses et parfois il est difficile de les localiser sur les spectres voire même de les identifier. On a alors recours à la spectroscopie en dérivée seconde qui permet de mettre en évidence ces bandes d'absorption peu intenses. Le principe est simple, en effet, les variations de la ligne de base sur de courts intervalles de longueurs d'ondes sont très faibles, et toute présence de bande d'absorption induit un changement de pente très localisé. La dérivée est très sensible à de tels changements de pentes. La dérivée seconde permet de filtrer les variations de la ligne de base au second ordre. Par exemple, si la ligne de base est localement assimilable à une parabole, la dérivée première seule ne suffit pas à éliminer du spectre dérivé toutes les variations dues à cette ligne de base.

La **figure 14** représente une gaussienne et sa dérivée seconde. On remarque que la position de la bande qui est celle du maximum de la gaus-

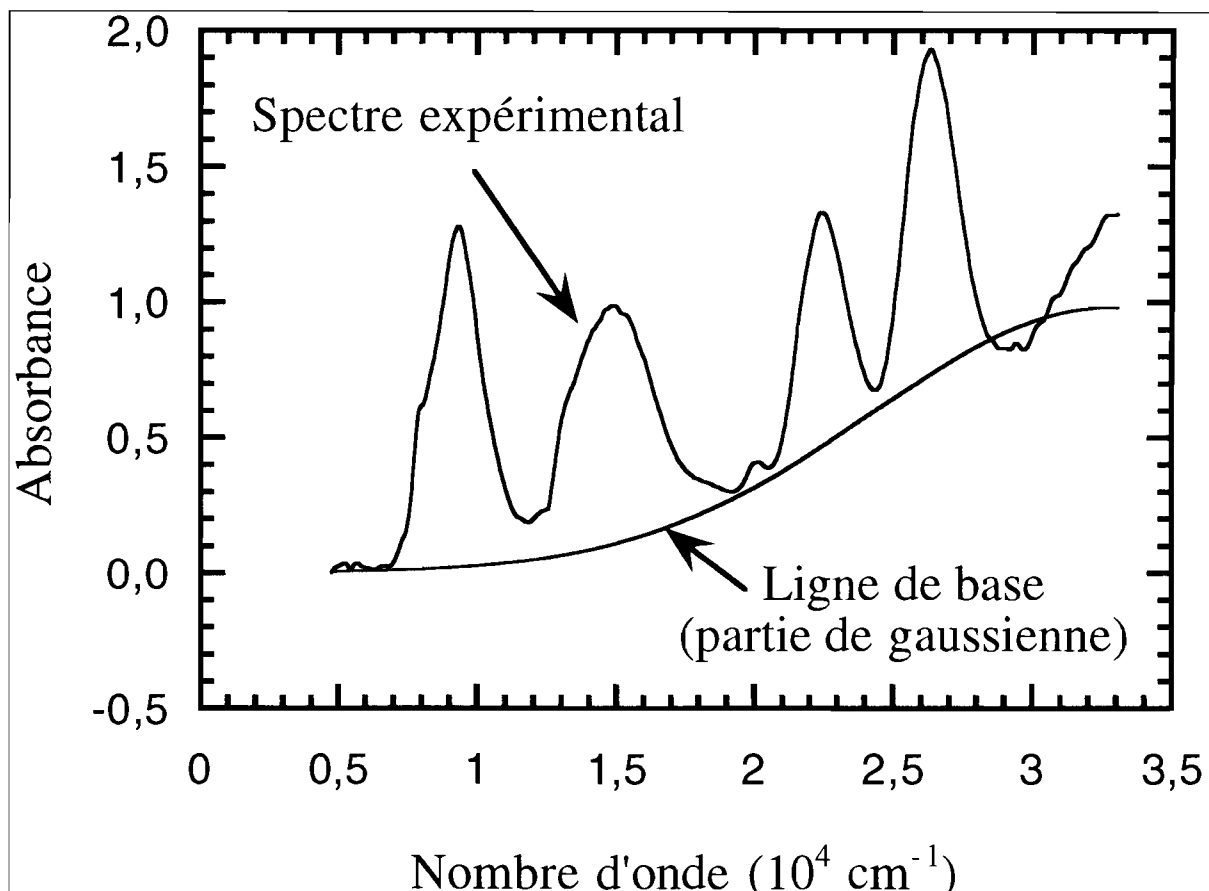


Figure 12 : Spectre de réflectance d'un spinelle (Ni_2SiO_4) en poudre avec une ligne de base.

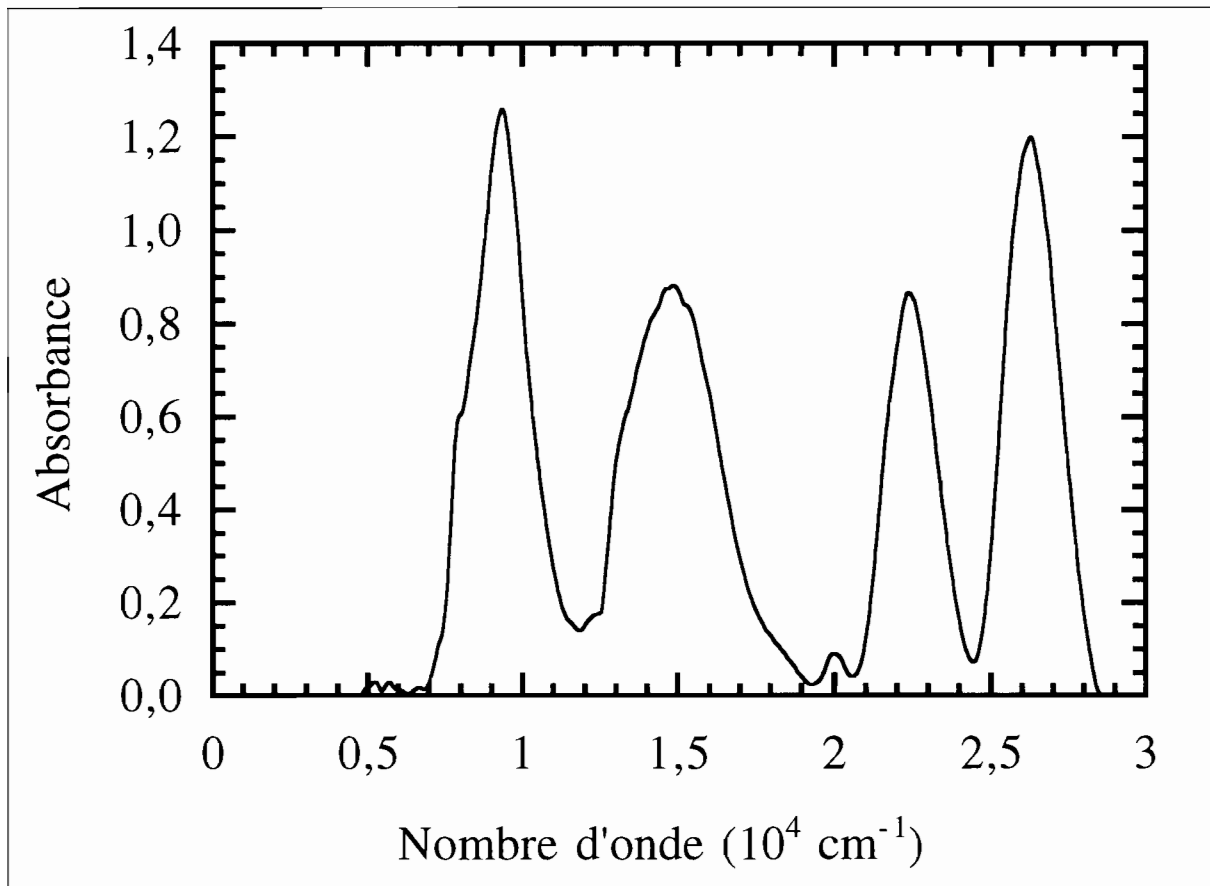


Figure 13 : Spectre de réflectance d'un spinelle (Ni_3SiO_4) après la soustraction de la ligne de base.

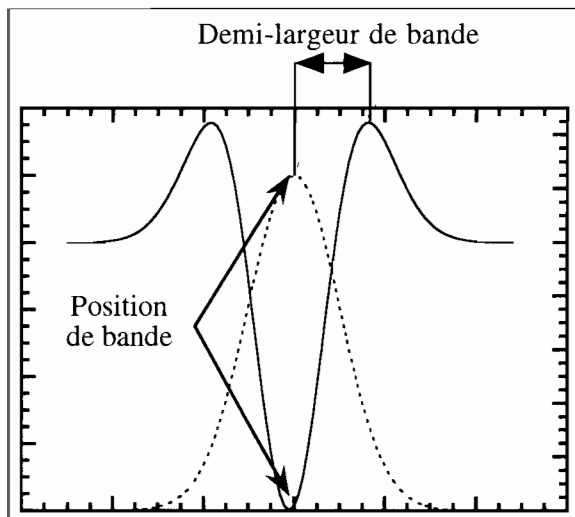


Figure 14 : Courbes représentant une gaussienne (ligne discontinue) et sa dérivée seconde (ligne continue).

sienne, correspond au minimum de sa dérivée seconde. La distance entre la position de la bande et le zéro de la dérivée seconde permet de définir précisément la demi-largeur de bande. Néanmoins, sur les dérivées secondes des spectres expérimentaux, il est difficile de déterminer le zéro à cause de la ligne de base et du bruit. Pour contourner ce problème, on mesure la distance entre la position de bande (minimum de

la dérivée seconde) et le premier maximum qui correspond théoriquement à la demi-largeur de bande multipliée par $\sqrt{3}$.

7.4 Lissage

Les spectres de réflectance comme toute mesure physique sont entachés de bruit (fluctuation aléatoire du signal dont la valeur moyenne est nulle). Les mesures à différentes longueurs d'ondes étant effectuées successivement, le signal correspondant au bruit peut présenter d'importantes fluctuations sur de courts intervalles de longueur d'ondes. Ainsi, toute dérivation du spectre sans lissage noierait le signal utile au milieu d'artéfacts. Il est donc nécessaire de procéder à un lissage préalable du spectre avant toute dérivation. Pour cela différentes méthodes existent dont les trois les plus employées sont :

a) Le lissage par les moindres carrés : il s'agit de découper le spectre en différents intervalles de longueurs d'ondes, et de faire passer sur chacun d'eux un polynôme de degré n (généralement $n = 2$ ou 3) qui minimise localement l'écart quadratique moyen. Cette méthode est décrite, par exemple, par SAVITZKY et GOLAY (1964) et SAVITZKY (1972).

b) Le lissage par transformée de Fourier : il s'agit de calculer la transformée de Fourier du

spectre et de la filtrer par un filtre passe-bas. En effet, le bruit variant rapidement sur de courts intervalles de longueurs d'ondes, contrairement au signal utile, sa contribution à la transformée de Fourier se retrouve dans les hautes fréquences. Éliminer les hautes fréquences revient alors à éliminer le bruit (filtre passe-bas). La transformée inverse permet alors de calculer le spectre lissé.

c) Le lissage par spline cubique : cette technique consiste à faire passer entre deux points successifs du spectre un polynôme de 3^e degré. Les polynômes sont choisis de manière à ce que la dérivée première du spectre soit continue, c'est ce qui donne son aspect lisse au spectre.

7.5 Les indices

Une autre manière de traiter l'information contenue dans le spectre consiste à définir des indices qui seront ensuite corrélés aux grandeurs que l'on cherche à déterminer. Les grandeurs recherchées peuvent être très variées : abondance en tel ou tel composé, granulométrie, texture, etc. Les indices consistent généralement à calculer des combinaisons des valeurs de réflectance à différentes longueurs d'onde ou à exploiter la morphologie des spectres (comme les dissymétries). Par exemple, CERVELLE *et al.* (1988) ont montré que la réflectance diffuse à 650 nm est proportionnelle à la teneur en Fe²⁺ substitué à Zn dans les sites tétraédriques de sphalérites. MAQUET *et al.* (1981) ont montré que le rapport de la réflectance diffuse à 710 nm à celle à 500 nm, est proportionnel à la teneur en nickel de minerais nickélifères de la Nouvelle-Calédonie. MADEIRA (1991) a défini, à partir des bandes d'absorption de la kaolinite et de la gibbsite dans le moyen infrarouge (2200-2300 nm), un indice linéairement corrélé au rapport silicium sur aluminium (SiO₂/Al₂O₃). KOSMAS *et al.* (1986) ont montré que le déplacement de la position des bandes d'absorption (mesuré sur la dérivée seconde du spectre) de l'hématite et de la goethite est proportionnel à leurs teneurs en aluminium substitué. La liste des indices définis dans la littérature est très longue et ne peut être citée ici.

Quand l'indice est basé sur une propriété physique, il peut s'avérer d'une grande efficacité. L'exemple le plus simple et le plus connu concerne la végétation. En effet, la végétation verte (contenant la chlorophylle) est absorbante pour le rayonnement dans le rouge alors qu'elle est transparente au rayonnement dans le proche infrarouge. Un indice basé sur la différence entre la valeur de la réflectance dans l'infrarouge proche et la valeur de la réflectance dans le rouge permet de mettre en évidence la végétation sur les images satellitaires. L'indice de KOSMAS *et al.*, est basé sur le fait que dans l'hématite ou la goethite substituées en Al, le site

autour des atomes de fer responsables de l'absorption, est modifié entraînant un déplacement en longueur d'onde des positions des bandes d'absorption du fer.

En revanche, les résultats obtenus à partir d'indices complètement empiriques sont peu sûrs et ne sont pas reproductibles d'une expérience à une autre.

7.6 La couleur

La couleur d'un échantillon est une sorte de synthèse de son spectre de réflectance. En effet, la couleur est une sensation psychique qui dépend de trois paramètres. Le premier concerne la distribution spectrale (répartition de l'intensité de la lumière selon les différentes longueurs d'onde) de la source même de la lumière. Le deuxième concerne la modification de la distribution spectrale de la source par les objets qui interagissent avec la lumière incidente (réflexion, transmission) avant qu'elle n'arrive à l'œil. Le troisième est d'ordre psychique et concerne la manière dont l'ensemble œil-cerveau traite cette information lumineuse et en tire une sensation de couleur.

Si l'on considère une source lumineuse fixe et un individu donné, la couleur qu'il percevra dépendra des propriétés spectrales de réflexion et de transmission des objets regardés. Ces propriétés de réflectance et de transmission sont elles-mêmes déterminées en premier lieu par la composition de l'objet observé. Cette constatation a, depuis longtemps, amené les pédologues à classer les sols selon leurs couleurs.

La nature tridimensionnelle de la couleur (à partir de trois couleurs primaires comme le rouge, le vert et le bleu, on peut reconstituer toutes les autres couleurs) permet de définir plusieurs systèmes de quantification de la couleur. Les cartes Munsell sont très connues chez les pédologues. Les différents systèmes colorimétriques de la Commission Internationale de L'Éclairage le sont peut-être moins. Ces différents systèmes sont basés sur la définition d'un observateur moyen caractérisant le phénomène de sensation des couleurs chez l'Homme. En effet, l'ensemble œil et cerveau humain réagissent de différentes manières à différents stimuli, on est par exemple plus sensible au vert qu'au rouge. Chaque couleur est ensuite repérée dans un système de coordonnées chromatiques (CERVELLE *et al.*, 1977 ; WYSZEKI et STILES, 1982).

Le système colorimétrique de la CIE-1931 décrit une couleur donnée par deux coordonnées chromatiques *x* et *y* et une luminance *Y*%. Il existe un ensemble de coordonnées dites d'Helmholtz qui sont la longueur d'onde dominante correspondant à la teinte dominante de l'échantillon, la pureté d'excitation qui proche de

0 % indique une couleur délavée ou une teinte diluée dans le gris, et, proche de 100 %, elle indique une teinte pure telle qu'on l'observerait à la sortie d'un monochromateur ; finalement, la luminance qui varie entre 0 %, pour un objet noir, et 100 % pour un objet très clair (100 % de réflectance). Ces dernières coordonnées sont plus intuitives que les coordonnées chromatiques x et y du système CIE-1931.

8. QUELQUES EXEMPLES D'APPLICATION

8.1. Utilisation de la théorie de Kubelka-Munk pour l'explication de la couleur de sédiments (BARON and MONTEALEGRE, 1986)

Des mélanges hématite-BaSO₄ et goethite-BaSO₄ ont été formés et leurs réflectances diffuse mesurées. La théorie de Kubelka-Munk montre que pour ce type de mélanges, la fonction de rémission s'écrit :

$$\frac{1}{F(R_d)} = \frac{S_p}{K_p} + \frac{C_s}{C_p} S_s \quad (8)$$

où l'indice p est relatif au pigment (hématite ou goethite) et s au BaSO₄ (blanc standard). Le coefficient d'absorption de BaSO₄ est considéré comme nul, sa réflectance étant supposée égale à l'unité. L'équation précédente permet alors le calcul des spectres de K et S, pour différentes hématites et goethites (différentes synthèses des échantillons), en terme de S_s (coefficient de diffusion de BaSO₄, arbitrairement pris égal à l'unité).

Des échantillons sédimentaires contenant différentes proportions de l'hématite et de la goethite ont été déferrifiés. Les spectres de réflectances des échantillons bruts et des échantillons déferrifiés ont été mesurés et leurs coefficients d'absorption et de diffusion calculés selon la théorie de Kubelka-Munk. Les résultats montrent d'une part que les coefficients d'absorption des échantillons déferrifiés sont faibles et leurs spectres sont plats. En outre, les spectres des coefficient d'absorption des échantillons bruts riches en hématite (resp. goethite) sont similaires à ceux des hématites (resp. goethite) synthétiques. Les auteurs ont ainsi montré la validité de la théorie de Kubelka-Munk et confirmé le rôle de l'hématite et de la goethite dans la coloration des sols.

8.2. Spéciation des oxydes et oxyhydroxydes de fer liés aux kaolins (MALENGREAU *et al.* 1994)

Dans les kaolins, le fer est intimement lié à la kaolinite sous forme de phases cristallines (oxydes ou oxyhydroxydes) ou sous forme de substitution dans le réseau cristallin de la kaoli-

nite. Déterminer la part du fer substitué et la part des phases cristallines ainsi que leurs natures est d'une grande importance et peut contribuer à (i) l'étude des conditions de formation des kaolins, (ii) l'étude des cycles hydrogéo-chimiques des éléments à la surface de la Terre et enfin (iii) à résoudre le problèmes des dommages causés aux propriétés des kaolins industriels, telle la coloration résiduelle de certains kaolin utilisés dans l'industrie du papier.

Les techniques généralement utilisées lorsqu'il s'agit de sonder le « fer » comme la spectroscopie Mossbauer, ou la RPE (résonance paramagnétique électronique) ainsi que la diffraction des rayons X et la microscopie à haute résolution sont soit insensibles au fer associé aux kaolins, étant donné les faibles concentrations (< 1 %) et la nature très divisée de ces matériaux, soit ne permettent pas de distinguer entre le fer dans le réseau et le fer à l'extérieur du réseau, soit encore ces techniques ne permettent pas de spécifier la nature des phases en présence. La spectroscopie en réflectance diffuse s'est montrée très sensible (elle peut détecter des concentrations inférieures au 1 %) et permet d'identifier de manière précise les différentes phases cristallines en présence. Cette technique a, en outre, mis en évidence l'existence de certains oxydes et oxyhydroxydes inclus dans les particules de kaolinite et de ce fait insensibles à des traitements de déferrifications.

Les positions des bandes d'absorption obtenues à partir des spectres dérivées secondes de la fonction de rémission sont données dans la **table 1** pour des phases pures diluées dans du Na₂CO₃. On remarquera ici que la demi-largeur de bande est obtenue en mesurant la différence entre la position du minimum (position de la bande) et la position du premier maximum rencontré dans la direction des grands nombres d'ondes.

Tableau 1 : Positions et largeurs de bandes d'absorption diagnostiques de quelques phases minérales rencontrées dans les sols. Valeurs déterminées par les auteurs et citées dans la littérature.

Phase	Position (cm ⁻¹)	Demi-largeur (cm ⁻¹)	Position (cm ⁻¹) (littérature)
hématite	18 450	1 590	18 900
goethite	20 330	2 110	20 790
lépidocrocite	20 450	2 810	20 620
akaganéite	19 920	1 840	—
maghemite	20 200	*	19 010
	19 530	*	—
ferrihydrite	19 840	2 480	—
Fe-polymer	19 570	3 280	—

* indéterminée (bandes superposées)
* indetermined (superposed bands).

8.3 Suivi d'un processus de déferrification (MALENGREAU *et al.*, 1996)

Le phénomène de jaunissement des sols latéritiques est d'une grande importance (SCHWERTMANN, 1971). Deux hypothèses sont actuellement avancées. La première explique le processus de jaunissement par une transformation de l'hématite (rouge) en goethite (jaune). La seconde explique que l'hématite est préférentiellement dissoute relativement à la goethite.

Deux échantillons de sol R1 et R2 ont été soumis à un traitement DCB (Dithionite-Citrate-Bicarbonate). Chaque échantillon a été divisé en 10 sous-échantillons. Les 10 sous-échantillons sont alors soumis à un traitement de déferrification (DCB) pendant des intervalles de temps variant de 30 minutes à 256 heures selon une progression géométrique (30 mn, 1 h, 2 h, 4 h, 8 h, 16 h, 32 h, 64 h, 128 h et 256 h). Après chaque étape la solution extraite a été analysée chimiquement pour déterminer les quantités de fer (Fe_2O_3) et d'aluminium (Al_2O_3) dissoutes et la fraction solide a été conservée pour d'autres mesures comme la réflectance diffuse. Les résultats de la chimie montrent que les phases les moins substituées en aluminium sont dissoutes en premiers (Figure 15). La réflectance diffuse confirme ce résultat et précise même la nature des phases dissoutes hématite ou goethite tout le long du processus (Figure 16). Ces résultats n'ont pas pu être obtenus par l'analyse différentielle des diagrammes de rayons X effectuée sur ces mêmes échantillons.

8.4 Modélisation de la réflectance à partir de mesures de couleur (ESCADAFAL *et al.*, 1988)

ESCADAFAL *et al.* (1988) ont tiré profit de l'absence du phénomène de métamérisme pour les sols pour tenter une modélisation dans le visible de la réflectance diffuse de sols à partir de la mesure de leur couleur. Cette méthode peut s'avérer très utile sur le terrain où l'on ne dispose pas toujours d'un spectromètre.

Le métamérisme désigne le phénomène par lequel deux objets ont la même couleur malgré des propriétés spectrales différentes. Une condition pour qu'il y ait métamérisme, sous un éclairage donné, est que les spectres de réflectance se croisent (pour les objets observés en réflectance). Les auteurs montrent que ce phénomène est rare pour les sols (étude de 84 échantillons très divers). L'étude a montré qu'un modèle linéaire relie la réflectance aux tristimuli R (rouge), G (vert) et B (bleu) des sols.

8.5. Estimation des teneurs en hématite et en goethite des sols (TORRENT *et al.*, 1983 ; MADEIRA, 1991)

Ces auteurs montrent tous des corrélations linéaires d'indices de rougeur calculés à partir de paramètres colorimétriques avec la teneur en hématite ou en hématite et goethite des sols.

MADEIRA (1991) a montré que l'indice de rougeur IR est linéairement corrélé à la teneur en

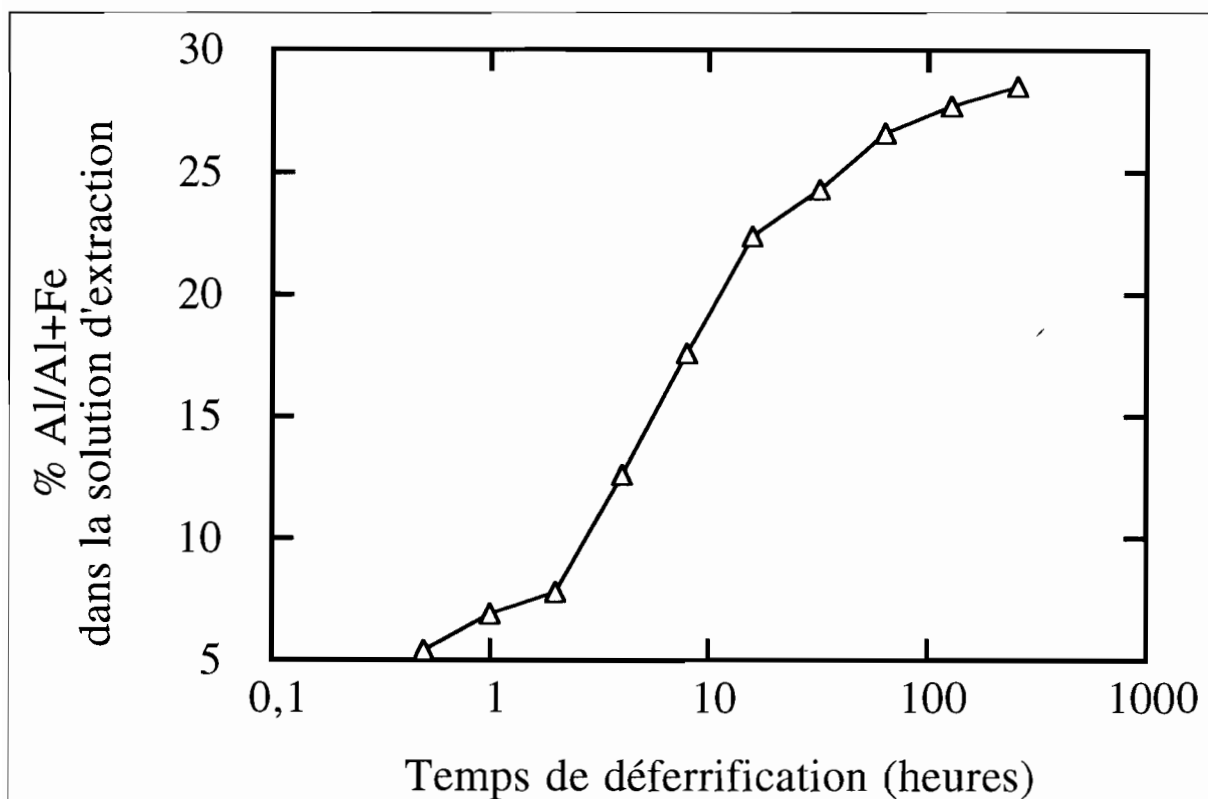


Figure 15 : La figure montre le taux d'aluminium (Al_2O_3) présent dans la solution après déferrification pendant différents intervalles de temps.

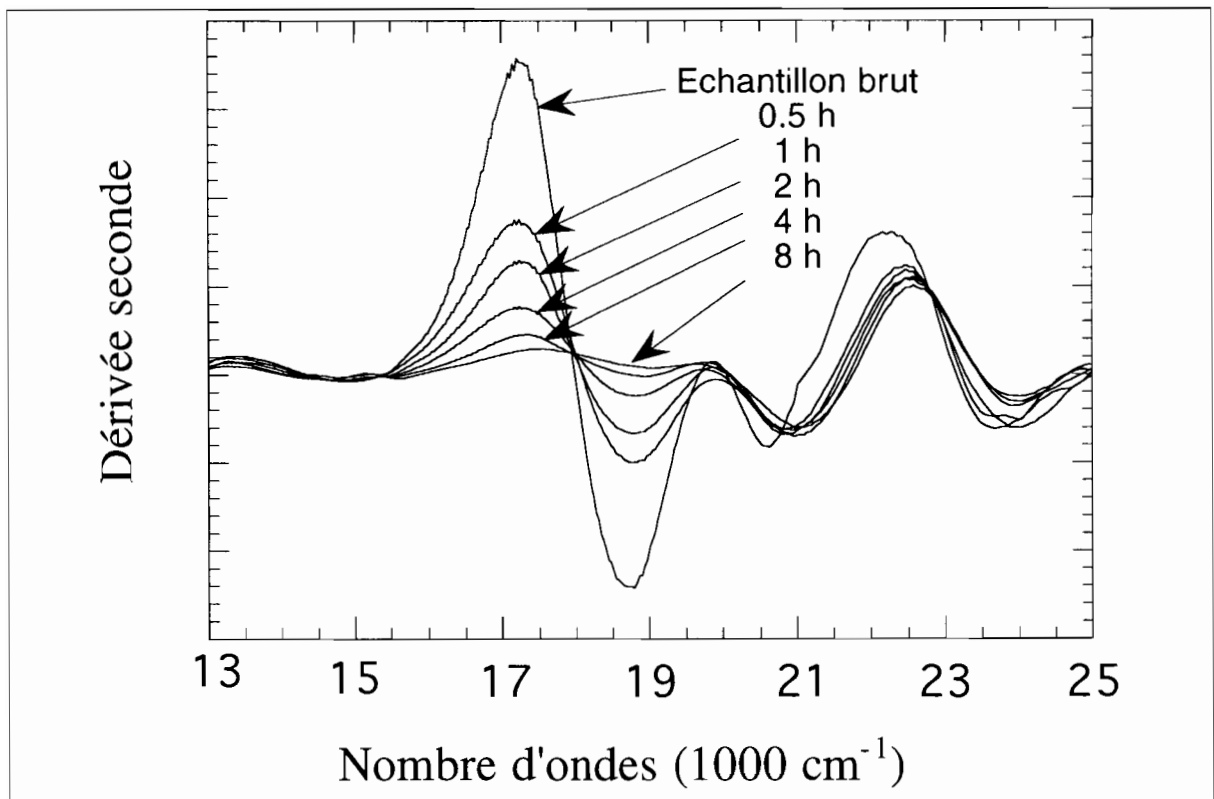


Figure 16 : Dérivées secondes des spectres de réflectance des fraction solides restantes après chaque étape de déferrification. On peut observer la diminution de l'intensité du minimum (bande de l'hématite) et son déplacement vers les grands nombres d'onde ce qui explique que les hématites les plus substituées en aluminium sont les plus résistantes au traitement de déferrification (méthode DCB).

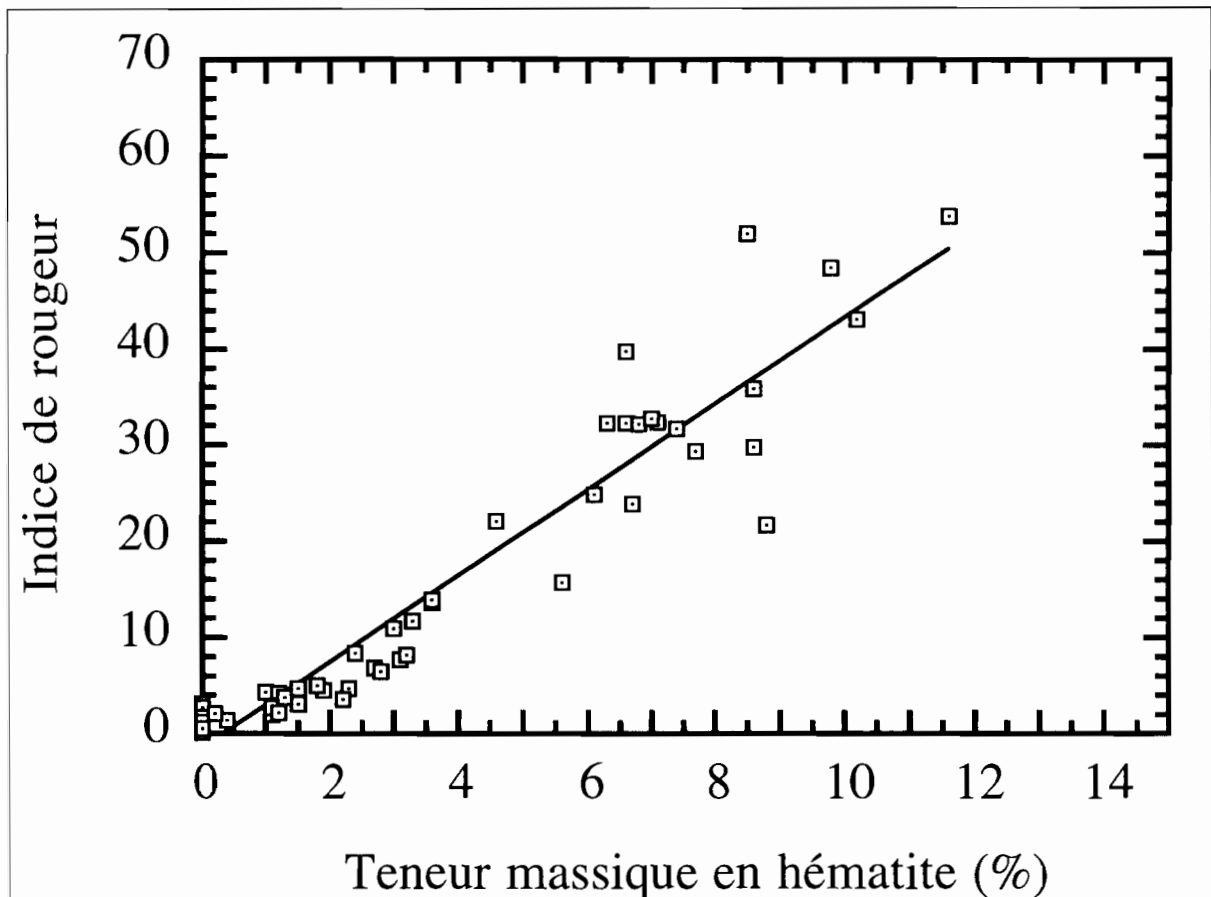


Figure 17 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR et la teneur en hématite de sols latéritiques.

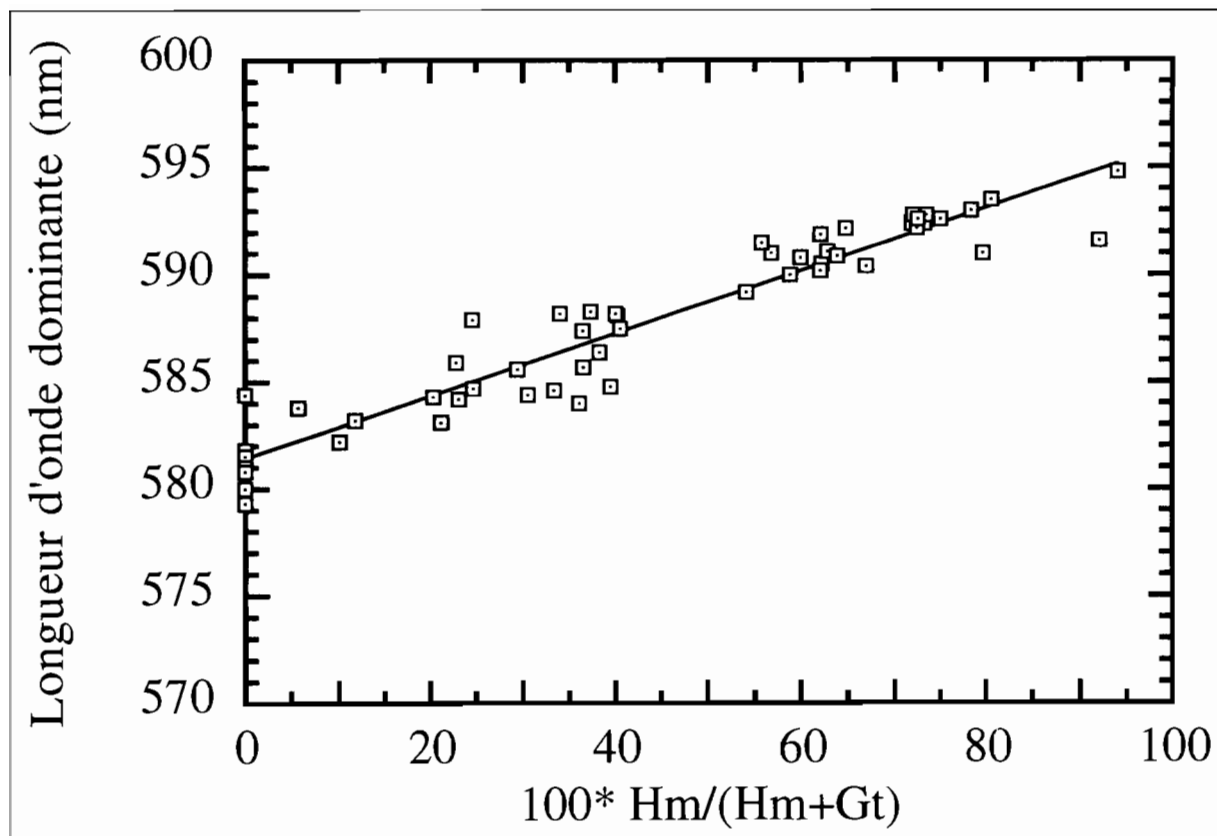


Figure 18 : Corrélation entre la longueur d'onde dominante et le rapport hématite/hématite+goethite (sols latéritiques).

hématite (**Figure 17**). L'indice de rougeur est donné par :

$$IR = \frac{(\lambda_d - 580)P}{Y^2} \quad (9)$$

où λ_d est la longueur d'onde dominante en nanomètres, P est la pureté d'excitation et Y la luminosité de l'échantillon.

MADEIRA (1991) a également montré que la longueur d'onde dominante est linéairement corrélée au rapport des teneurs hématite/hématite+goethite (**Figure 18**). Son étude a porté sur une cinquantaine d'échantillons représentatifs des sols brésiliens. La couleur permet ainsi de déterminer les teneurs en hématite et en goethite des sols latéritiques.

9. CONCLUSION

La spectroscopie en réflectance diffuse est un outil très sensible (détection de moins de 1% de teneur en oxydes et oxyhydroxydes de fer et de titane), elle est également sélective. Ceci contrairement à d'autres types de spectroscopies comme la diffraction des rayons X, la spectroscopie Mossbauer et la spectroscopie RPE.

L'axe des abscisses (longueurs d'ondes) est maîtrisé depuis longtemps. Une abondante littérature existe concernant la détermination et l'attribution des bandes d'absorption et leurs natures

(électronique, vibratoire, transfert de charge, centres colorés, etc.). En revanche, l'axe des ordonnées (amplitude) n'est pas encore assez bien maîtrisé. D'importants efforts de modélisation ont été entrepris au cours des dernières années. Cela permet déjà de mieux comprendre le processus de réflexion par des milieux divisés. Cet effort doit être poursuivi aussi bien théoriquement qu'expérimentalement.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS J.B., 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance : spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *J. Geophys. Res.*, 79, 4829-4836.
- AINES R.D. and ROSSMAN G.R., 1984. Water in Minerals ? a Peak in the Infrared. *J. Geophys. Res.*, 89, n° B6, 4059-4071, June 10.
- BARRON V., MONTEALEGRE L., 1986. Iron oxides and color of triassic sediments : application of the Kubelka-Munk theory. *Am. J. Sci.*, 286, 792-802.
- BEDIDI A., 1992. Comportement spectral (Vis-Nir) de sols latéritiques mouillés. Modèle de diffusion optique. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII, Paris.
- BEDIDI A. and CERVILLE B., 1993. Light scattering by spherical particules with hematite and

- goethite like optical properties : effect of water impregnation. *J. Geophys. Res.*, vol. 98, n° B7, pages 11, 941-11, 952.
- BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA J. and POUGET M., 1992. Moisture effect on visible spectral characteristics of lateritic soils. *Soil Science*, vol. 133, n° 2, 129-141.
- BOWERS S.A., SMITH S.J., 1972. Spectrophotometric determination of soil water content. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 36, 978-980.
- BRASSET T., 1995. Étude par spectroscopie en réflectance diffuse (visible et proche infra-rouge) de la transformation de l'héritage ferrallitique en Basse-Casamance (Sénégal). Exemple de la toposéquence de Yabone. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, Paris.
- BRITT D.T. and PIETERS C.M., 1987. The optical effects of surface properties on small bodies. *Meteoritics*, 22, 340-342.
- BURNS R.G., 1993. Mineralogical applications of crystal field theory. *Cambridge University Press*, second edition.
- CERVELLE B. et BAHU C., 1974. MINÉRALOGIE. Mesure au microscope de la réflectance, diffusée à 45° du faisceau incident, d'une poudre monominérale, en fonction de la taille des grains (entre 80 et 8 µm) et de leur absorption. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 278, Série D-1657.
- CERVELLE B., MALÉZIEUX J.-M. et CAYE R., 1977. Expression quantitative de la couleur, liée à la réflectance diffuse, de quelques roches et minéraux. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 100, 185-195.
- CERVELLE B., MAQUET M. and BOTHOREL A., 1981. Signatures spectrales de minerais nickelifères latéritiques, Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection, Avignon, 8-11 sept.
- CHANDRASEKHAR S., 1960. Radiative transfert, Dover editions, Mineola, New York.
- CLOUTIS E.A., GAFFEY M.J., JACKOWSKI T.L. and REED K.L., 1986. Calibrations of phase abundance, composition and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra. *J. Geophys. Res.*, 91, 11641-11653.
- ESCADAFAL R., GIRARD M.-C. et COURAULT D., 1988. La Couleur des sols : appréciation, mesure et relations avec les propriétés spectrales. *Agronomie*, 8 (2), 147-154.
- FREI R.W. and MACNEIL J.D., 1973. Diffuse Reflectance in Environmental Problem-Solving, *CRC Press*, Cleveland, Ohio.
- GOUGEN J., 1981. A theoretical and experimental investigation of the photometric functions of particulate surfaces, Ph. D. thesis, *Cornel Univ.*, Ithaca, New York.
- HAPKE B., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1 Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86, n° B4, 3039-3054, April 10.
- HAPKE B. and WELLS E., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 2 Experiments and observation. *Journal of Geophysical Research*, 86, n° B4, 3055-3060, April 10.
- HAPKE B., 1984. Bidirectionnal reflectance spectroscopy. 3 Correction for macroscopic roughness. *Icarus*, 59, 41-59.
- HAPKE B., 1986. Bidirectionnal reflectance spectroscopy. 4 The extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, 67, 264-280.
- HIROI T. and TAKEDA H., 1990. A method to determine silicate abundances from reflectance spectra with applications to asteroid 29 amphitrite associating it with primitive achondrite meteorites. *Icarus*, 88, 205-227.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1970. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : I. Silicate Minerals. *Modern Geology*, 1, 283-300.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : II. Carbonates. *Modern Geology*, 2, 23-30.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : IV. Sulphides and Sulphates. *Modern Geology*, 3, 1-14.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : VI. Additional Silicates. *Modern Geology*, 4, 85-106.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : III. Oxides and Hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1972. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks : V. Halides, Phosphates, Arsenates, Vanadates and Borates. *Modern Geology*, 3, 121-132, 167.
- JACQUEMOUD S., BARET F. et HANOCQ J.F., 1991. Validation d'un model de réflectance spectrale et directionnelle de sol. *Colloque télédétection*. Courchevel.
- JAUMANN R., KAMP L. and NEUKUM G., 1988. Spectrophotometric analysis of lunar surface materials : a new technique for the quantitative determination of geochemical components (abstract), *Lunar Planet. Sci.*, 19, 551-552.
- KOSMAS C.S., FRANZMEIER D.P. and SCHULZE D.G., 1986. Relationship among derivative spectroscopy, color, crystallite dimensions and Al-substitution of synthetic goethites and hematites. *Clays & Clay Minerals*, 34, 625-634.

- LUMME K. and BOWELL E. Radiative transfer in the surfaces of atmospherless bodies, I, Theory, *Astron. J.*, 86, 1694-1704.
- MADEIRA J., 1991. Étude quantitative des relations constituants minéralogiques-Réflectance diffuse des latosols brésiliens. Application à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (région de Brasilia). Ph.D. Thesis, *Univ. of Paris 7, ORSTOM, Paris.*
- MALENGREAU N., BEDIDI A., MULLER J.P. and HERBILLON A.J., 1996. Spectroscopic control of iron oxides dissolution process in lateritic soils, *European Journal of Soil Science*, 47, 13-20.
- MALENGREAU N., MULLER J.P. and CALAS G., 1994. Fe-speciation in kaolins : a diffuse reflectance study. *Clays & Clay Minerals*, 42, 137-147.
- MAQUET M., CERVELLE B.D. et GOUET G., 1981. Signatures of Ni²⁺ and Fe³⁺, in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia. *Mineralium Deposita*, 16, 357-373.
- PINTY B., VERSTRAETE M.M., DICKINSON R.E., 1989. A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil. *Remote Sensing of Environment*, 27, 273-288.
- SAVITZKY A. and GOLAY M.J.E., 1964. Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Anal. Chem.*, 36, n° 8, 1627.
- SAVITZKY A., 1972. Comments on smoothing and differentiation of data by simplified least square procedure. *Anal. Chem.*, 44, n° 11.
- SCHWERTMANN U., 1973. Transformation of haematite to goethite in soils. *Nature*, 232, 624-625.
- SHIELDS J.A., PAUL E.A., ARNAUD R.J.S.T., HEAD W.K., 1968. Spectrophotometric measurement of soil color and its relationship to moisture and organic matter. *Can. J. Soil Sci.*, 48, 271-280.
- SMITH M.O., JOHNSON P.E. and ADAMS J.B., 1985. Quantitative determination of mineral types and abundances from reflectance spectra using principal components analysis, *Proc. Lunar Planet Sci. Conf.*, 15th, *J. Geophys. Res.*, 90, C797-C804.
- SUNSHINE J.M., PIETERS C.M. and PRATT S.F., 1990. Deconvolution of mineral absorption bands : An improved approach. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, 6955-6966.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H., ALFAREZ F., 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Science*, 136, 354-358.
- VINCENT R.K. and HUNT G.R., 1968. Infrared reflectance from mat surfaces. *Applied Optics*, 7, n° 1, January.
- WEIDNER V.R. and HSIA J.J., 1981. Reflection of pressed polytetrafluoroethylene powder. *J. Opt. Soc. Am.*, 71, 856-861.
- WYSZECKI G. and STILES W.S., 1982. Color science : concepts and methods, quantitative data and formulae. John Wiley & Sons. New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore. 2nd edition.

LABORATORY SPECTROPHOTOMETRIC MEASUREMENTS (OPTICAL SPECTROMETRY)

Ali BEDIDI and Bernard CERVELLE

INTRODUCTION

Remote sensing is nowadays an important and useful tool for soil scientists. The amount of sunlight reflected by bare soils can be measured and soil physical and pedological properties can be retrieved. To understand the relationship between satellite data and physical properties of the observed objects, laboratory studies are needed. The subject of this paper is diffuse reflectance spectroscopy : origin, measurement, influencing factors, theoretical models and some applications.

THE DIFFUSE REFLECTANCE

The sample (soil) is hit by light of a given wavelength and at a given incidence and the reflected fraction is measured in some other directions (bi-directional reflectance) or integrated over all the directions of space (diffuse reflectance). The fingerprints of the absorption are always present on the reflectance spectrum (Figure 1).

The measure of the diffuse reflectance requires (1) the use of an integrating sphere (Figure 2) in order to collect the reflected radiation in all the directions of space and (2) a reflectance standard in order to calibrate the measurements. A widely used reflectance standard is halon which reflects over 99 % of the radiation in the visible and infrared (near and medium) spectrum .

The diffuse reflectance spectra can be transformed in order to enhance the spectral characteristics. The generally used functions (Figure 3) are the absorbance :

$abs = -\log(\text{reflectance})$; and the remission function : $F(R) = (1-R)^2/2R$. Figure (4) presents the diffuse reflectance spectrum of a soil sample from Brasilia.

FACTORS INFLUENCING THE DIFFUSE REFLECTANCE

Reducing the **grain size** of a mineral powder increases its reflectance over all the visible and infrared (near and medium) spectrum. This well known result must be reconsidered if absorbing species are present in the sample (Figure 5).

Moisture reduces the overall reflectance of a sample. However if absorbing species are present (ex. haematite and goethite in lateritic soils) other

phenomena can occur (Figure 6) : shift of the absorption band positions, increase of the reflectance in certain ranges of wavelengths.

Organic matter is opaque in the visible range where it decreases the reflectance level and the spectral resolution while it is transparent in the infrared (Figure 7). In order to achieve reflectance measurement, organic matter must be removed from the samples.

Among **other factors** influencing the reflectance one can quote : surface roughness and compaction, specular reflectance and scattering (Figure 8), sample homogeneity, and the effects of the use of a transparent lamella for reflectance measurements (Figure 9).

REFLECTANCE MODELS

Several models have been developed : empirical, statistical and theoretical. In the following two models are presented.

Kubelka-Munk Model is developed for samples which are : homogeneous, isotropic, weakly absorbing, of grain size \gg wavelength and thick. The diffuse reflectance R_d is related to an empirical absorption coefficient K and scattering coefficient S by the way of the remission function $F(R_d)$:

$$F(R_d) = \frac{(1 - R_d)^2}{2 R_d} = \frac{K}{S}$$

When different absorbing species are present :

$$K = \sum_i C_i K_i \text{ and } S = \sum_i C_i S_i$$

where i is relative to an absorbing species, K_i its absorption coefficient, S_i its scattering coefficient and C_i its concentration.

Hapke's Model of the diffuse reflectance. Hapke derived an analytical equation relating the diffuse reflectance R_d to the single scattering albedo w and to the phase function p :

$$R_d = \frac{w}{2} \int_0^1 \frac{\mu}{1 + \mu} [p(\mu) + H(1)H(\mu) - 1] d\mu$$

where H is Chandrasekhar's function.

For a mixture, the average single scattering albedo is given :

$$w = \frac{\sum (M_i/\rho_i d_i) w_i}{\sum (M_i/\rho_i d_i)}$$

where for a particle i , M_i is the mass fraction, ρ_i is the volume mass density, d_i the effective diameter, and w_i is the single scattering albedo.

SOME CALCULATIONS

Bedidi and Cervelle calculated exactly the w and p of single spherical particles for which they attributed the complex refractive index of hematite, goethite and kaolinite and then they simulated the reflectance spectra of powders using Hapke's model. The results were very discordant with the experimental ones (**Figure 10**). They concluded to the existence of an elementary arrangement cell in soils and mineral powders which delimits the scale at which the interferences of light can be neglected. They showed also that the average properties w and p of a soil or a mineral powder are not the average of the single particles' properties. Calculations of light scattering by an ensemble of spheres made independently by Fuller strengthen this conclusion (**Figure 11**).

SPECTRA PROCESSING

Baseline removal and absorption bands fitting. On an absorbance spectrum (obtained for example by the use of the remission function) one can generally see absorption bands sitting on a continuum called the baseline (**Figure 12**). The baseline is due to scattering and to the tails of highly absorbing bands situated in adjacent spectral regions. In order to remove the baseline from an absorbance spectrum one can approach it by a tail of a gaussian or a lorentzian or by a second order polynomial or even by a straight line (**Figure 13**). The spectrum obtained is then considered as a sum of absorption bands (gaussians or lorentzians).

Derivatives. When absorption is weak the absorption bands are masked by the baseline. They are then hard to identify. Second derivative of the absorbance spectra can then be used to enhance the spectral resolution : locate the absorption bands and determine their intensity and width (**Figure 14**). But in order to calculate the second derivative of the spectra a smoothing procedure must be applied before. However smoothing causes a loss of information. Different procedures of smoothing exist : least squares Fourier transform filtering, cubic spline smoothing.

Indices. Another means of processing the information contained in the spectra is to define spectral indices and then correlate them to the quantities or properties of interest. A spectral index is generally a combination of reflectance values at some defined wavelengths.

Color can be regarded as a synthetic quantity of the visible spectrum. As so it reflects some physical properties of the observed objects.

SOME EXAMPLES OF APPLICATIONS

Iron oxides and oxyhydroxides speciation in kaolins (table 1). Diffuse reflectance spectroscopy

permitted the identification of iron oxides and oxyhydroxides associated with kaolins in very low concentrations (<1%). It is important to note that classical techniques such as X-ray diffraction, ESR or Mossbauer spectroscopy are ineffective for identifying such very divided oxyhydroxides at such low concentrations.

Control of iron oxide dissolution process in lateritic soils. Two lateritic soil samples were subjected to a deferration process (DCB treatment) for different duration times (30 mn, 1h, 2h, 4 h, 8h, 16h, 32h, 64h, 128h and 256 hours). The reflectance spectra of the bulk and treated samples were measured and their second derivative were calculated. The analysis of the intensity and location of the diagnostic bands of haematite and goethite showed that the less Al-substituted phases are removed first, and that haematite is removed before goethite (**Figures 15 and 16**). The study showed also that some haematite particles are certainly occluded in the kaolinite particles : their signature remains on the second derivative spectra even after 256 hours of DCB treatment.

Haematite and goethite contents in soils. Different authors defined different indices (redness ratings, dominant wavelength) that are very well correlated to the haematite and goethite content of soils (**Figures 17 and 18**). These indices can be used instead of other cumbersome techniques like X-ray diffraction and chemistry. Besides that, these indices are very useful and effective in remote sensing studies of lateritic soils.

CONCLUSION

Diffuse reflectance spectroscopy is a very sensitive technique for the study of oxides and oxyhydroxides of iron and titanium. It is also a very selective technique, rapid and non-destructive. The abscissa axis (wavelength) is very well studied : position of absorption bands and identification of the absorbing species. However, the ordinate axis (reflectance) is not yet "under control". Thus quantification studies need very careful sample preparation before diffuse reflectance measurements and also an experienced operator. Researchers spend a lot of effort to model and understand the mechanisms of the diffuse reflectance of powdered samples. This relatively recent effort of quantification must be continued experimentally and theoretically.

REFERENCES

See The French text.

LIST OF FIGURES AND TABES

Figure 1 : Spectral resolution is higher for transmission spectroscopy (TS) than for reflectance spectroscopy (RS). Note the shifting of the absorption band (after FREI and MACNEIL, 1973).

Figure 2 : Schematic figure of the integrating sphere. The incidence is slightly out of the normal ($\approx 3^\circ$) to avoid the specular reflectance.

Figure 3 : This figure shows : up, the reflectance spectrum, in the middle the absorbance spectrum and in the bottom the remission function spectrum of Ni_2SiO_4 . Note the sensitivity of the remission function to the weak absorption bands.

Figure 4 : Example of the reflectance spectrum of a soil sample from Brasilia with the assignment of the absorption bands.

Figure 5 : Reflectance spectra of sphalerite of different grain size (c1 : 80-34 μm ; c2 : 34-26 μm ; c3 : 26-18 μm ; c4 : 18-12 μm et c5 : 12-8 μm).

Figure 6 : Reflectance minimum displacement upon moistening of a red lateritic soil from Brasilia.

Figure 7 : Reflectance spectrum of a lateritic soil sample from Brasilia (dashed line : the bulk sample with 4 % of organic matter, continuous line : the sample without the organic matter).

Figure 8 : Reflectance spectrum of anthraquinone sample (highly absorbing). 1 : undiluted ; 2, 3 and 4 : adsorbed on NaCl with a mole fraction of respectively : 0.0126, 0.0050, 0.00019.

Figure 9 : Ratio of the diffuse reflectance measured with a silica lamella covering the sample (RL) to the diffuse reflectance measured without the lamellae versus the wavelength. The lamella effect is wavelength dependent but remains small. E1 : BaSO_4 plate ; E4 : microgranite ; E5 : Fe-sandstone ; E6 : slate.

Figure 10 : Theoretical (o) and experimental (Δ) spectra of a haematite powder.

Figure 11 : Computed intensities of the scattered light from an ensemble of three aligned spheres. Neglecting the co-operative effects (independent spheres) changes dramatically the actual scattered intensity (co-operative spheres). The complex refractive index of the spheres is $1.61 + j 0.004$ and the size parameter ($2\pi r / \lambda$ with r : the sphere radius and λ : the wavelength) is 3.083. (From FULLER, 1987).

Figure 12 : Reflectance spectrum of a spinel (Ni_2SiO_4) powder with a baseline.

Figure 13 : Reflectance spectrum of a spinel (Ni_2SiO_4) after the baseline removal.

Figure 14 : A gaussian curve (dashed line) with its second derivative (solid line).

Figure 15 : The figure shows the Al_2O_3 content of the extraction solutions versus the deferrification duration.

Figure 16 : The figure shows the second derivative of the remission function of the solid fractions remaining after each step of deferrification. The intensity minimum (band position) is displaced towards high wavenumbers showing that the more haematite is Al-substituted the more it withstands the deferrification process (DCB method).

Figure 17 : Correlation between the redness index IR and haematite content of lateritic soils.

Figure 18 : Correlation between the dominant wavelength and the ratio haematite/haematite + goethite (lateritic soils).

Table 1. Diagnostic band position and width of some mineral phases generally encountered in soils determined by the authors and cited in the literature.

MEDIDAS ESPECTROFOTOMETRICAS DE LABORATORIO (ESPECTROMETRICA OPTICA)

Ali BEDIDI y Bernard CERVELLE

INTRODUCCIÓN

Los sensores remotos representan hoy día una herramienta de gran interés para la edafología. Las propiedades físicas y edafológicas de un suelo pueden obtenerse a distancia midiendo la cantidad de luz reflejada por el suelo. Para ello es preciso determinar y entender las relaciones existentes entre los datos satelitales y las propiedades físicas de los objetos observados, y resulta indispensable realizar estudios en laboratorio. En el presente artículo describimos en forma resumida diversos trabajos relacionados con la espectrometría de la reflectancia difusa : orígenes, medidas, factores que inciden en la reflectancia, modelos teóricos y aplicaciones.

LA REFLECTANCIA DIFUSA

Un haz de luz monocromático ilumina una muestra (suelo), con un determinado ángulo de incidencia, y parte de ese haz es reflejado hacia la atmósfera en todas direcciones. Se puede medir la intensidad de la luz reflejada en una dirección dada (reflectancia bidireccional), en todas las direcciones del espacio (reflectancia difusa). El espectro de reflectancia presenta siempre la marca de la absorción (**Figura 1**). Para medir la reflectancia difusa se necesita (1) una esfera integradora (**Figura 2**) que permite coleccionar la luz reflejada en todas las direcciones del espacio, y (2) una referencia para calibrar las medidas como, por ejemplo, el halón, que refleja cerca del 99 % de la luz incidente, visible, infrarrojo próximo (IRP) e infrarrojo medio (IRM). Se pueden transformar los espectros de reflectancia para resaltar mejor un determinados comportamientos espectrales, por ejemplo, las bandas de absorción. Generalmente se calcula (Figura 3) la función de remisión $F(R_d) = (1 - R_d)^2 / 2R_d$ o la absorptividad $abs = - \text{LOG}(R_d)$, donde R_d es la reflectancia difusa. La **figura 4** presenta el espectro de reflectancia de un suelo de Brasilia.

FACTORES QUE INCIDEN EN LA REFLECTANCIA

Si se reduce la granulometría de un polvo mineral, se produce un aumento de la reflectancia en todo el espectro (visible e infrarrojo). Sin embargo conviene matizar este resultado bien conocido, en

la hipótesis de que el mineral sea absorbente en la porción del espectro considerada (**Figura 5**).

La **humedad** reduce globalmente la reflectancia de un polvo mineral en todo el espectro (visible, IRP e IRM). En presencia de especies absorbentes como, por ejemplo, la hematita o la goethita en los suelos lateríticos, se observan otros fenómenos (**Figura 6**) tales como el desplazamiento de las posiciones de las bandas de absorción y un incremento de la reflectancia en ciertas porciones del espectro.

La **materia orgánica**, opaca en el espectro visible, provoca en dicha porción del espectro una disminución del valor de la reflectancia de una muestra de suelo, con lo cual se reduce la resolución espectral. Por el contrario, en el infrarrojo, la materia orgánica es transparente (**Figura 7**). La materia orgánica debe ser eliminada de las muestras antes de realizar cualquier medición de la reflectancia.

Vale la pena citar **otros factores** que inciden en la reflectancia : la rugosidad de superficie y la compacidad de la muestra, la influencia de la reflectancia especular y de la dispersión (**Figura 8**), la homogeneidad de la muestra y la delgada placa transparente que suele usarse en los laboratorios para medir la reflectancia (**Figura 9**).

MODELOS DE REFLECTANCIA

Se han elaborado modelos de distinta naturaleza, empíricos, estadísticos y teóricos, de los cuales presentaremos dos a continuación.

Modelo de Kubelka-Munk. Fue desarrollado para muestras homogéneas, isotropas, poco absorbentes, suficientemente espesas y cuya granulometría es muy superior a la longitud de onda. La reflectancia difusa R_d está relacionada con un coeficiente de absorción K y un coeficiente de dispersión S por medio de la función de remisión $F(R_d)$:

$$F(R_d) = \frac{(1 - R_d)^2}{2 R_d} = \frac{K}{S}$$

Cuando una muestra está compuesta por distintas especies minerales, K y S se definen de la manera siguiente :

$$K = \sum_i C_i K_i \text{ and } S = \sum_i C_i S_i$$

donde i es relativa a una especie dada y C_i , K_i y S_i son la concentración, el coeficiente de absorción y el coeficiente de dispersión de la especie i respectivamente.

Modelo de Hapke. Hapke desarrolló una fórmula analítica de la reflectancia difusa R_d en función del albedo de dispersión simple w y la función de fase p :

$$R_d = \frac{w}{2} \int_0^1 \frac{\mu}{1+\mu} [p(\mu) + H(1)H(\mu) - 1] d\mu$$

donde H es la función de Chandrasekhar.

Para una mezcla, el albedo de dispersión simple promedio está definido de la manera siguiente :

$$w = \frac{\sum (M_i/\rho_i d_i) w_i}{\sum (M_i/\rho_i d_i)}$$

donde, para una partícula i , M_i es la fracción másica, ρ_i es la densidad volúmica de masa, d_i es el diámetro efectivo y w_i es el albedo de dispersión simple.

ALGUNOS CÁLCULOS

Bedidi y Cervelle calcularon exactamente w y p para una partícula esférica a la que le han atribuido el índice de refracción complejo de la hematita, la goethita y la caolinita. Gracias a estos cálculos de w y p , y al modelo de Hapke se han podido simular los espectros de reflectancia de polvos minerales, y se ha demostrado que los espectros calculados son muy diferentes de los espectros de laboratorio (**Figura 10**). Del trabajo realizado concluyeron que, del mismo modo que en un suelo, en un polvo mineral existe una célula elemental de combinación de las partículas para la cual no se puede dejar de considerar los efectos de interferencia y de polarización de la luz. Los autores demostraron asimismo que las propiedades promedias de un polvo mineral (w y p) no es igual a los promedios de las propiedades individuales de las partículas que lo componen. Cálculos efectuados por Fuller acerca de la dispersión de la luz por un conjunto de partículas esféricas confirman sus conclusiones (**Figura 11**).

TRATAMIENTO DE LOS ESPECTROS

Supresión de la línea base y descomposición en bandas de absorción. En el espectro de absortividad, por ejemplo, se observa generalmente que las bandas de absorción están apoyadas en un fondo continuo y poco variable en función de la longitud de onda, que se suele denominar línea base (**Figura 12**). Esta línea base es causada simultáneamente por la dispersión de la luz y por la extensión de las colas de fuertes bandas de absorción, situadas en porciones adyacentes del espectro. Para suprimir esa línea del espectro, es necesario modelizarla dándole la forma de una "cola" de gaussiana o de lorentziana, de una parábola o sencillamente de una recta (**Figura 13**). El espectro

que se obtiene una vez suprimida la línea base puede escribirse como una suma de gaussianas (o de lorentzianas).

Derivación. Las bandas de absorción de poca intensidad suelen estar semiocultadas por la línea base y, en tal caso, resultan difíciles de diagnosticar. Calculando la derivada segunda del espectro de absorción se puede mejorar la resolución espectral, localizar las bandas de absorción y establecer su intensidad y anchura (**Figura 14**). Para calcular la derivada segunda de los espectros, éstos deben suavizarse previamente, lo que se traduce en una pérdida de la información contenida en por los espectros. Se conocen diferentes métodos para suavizar los espectros : método de los mínimos cuadrados, filtraje mediante la transformada de Fourier, suavizado por "spline" cúbico.

Índices. Otra manera de extraer una información útil de un espectro de reflectancia es calculando combinaciones de valores de la reflectancia en distintas longitudes de onda, que denominamos índices, y correlacionarlas con las magnitudes y propiedades de estudio.

Color. Se puede considerar el color como una síntesis del espectro visible. Refleja algunas propiedades fisico-químicas de los objetos observados.

EJEMPLOS DE APLICACIÓN

Discriminación de los óxidos de hierro y oxihidróxidos asociados a los caolines (cuadro 1). Gracias a la espectroscopia de la reflectancia difusa se ha podido discriminar óxidos y oxihidróxidos de hierro asociados a los caolines, aun en concentraciones muy bajas (< 1 %). Recordemos que las técnicas clásicas como la difracción de los rayos X, la resonancia paramagnética electrónica (RPE) o la espectroscopia Mossbauer no sirven para discriminar las especies de tales compuestos por hallarse éstos divididos muy finamente y en bajas concentraciones.

Control de un proceso de disolución de un suelo laterítico. Las partes ferruginosas de dos muestras de suelos lateríticos se desunieron mediante el método DCB (ditionito-citrato-bicarbonato) durante intervalos extendidos entre 30 minutos y 256 horas, siguiendo una progresión geométrica. Se midieron los espectros de reflectancia de las muestras brutas y sin partes ferruginosas, y se calcularon sus derivadas segundas. El análisis de la posición y la intensidad de las bandas de absorción asociadas a la hematita y a la goethita probó que las fases menos substituidas en aluminio son las primeras en disolverse y que la hematita se disuelve antes que la goethita (**Figuras 15 y 16**). El estudio demostró también que se encuentran partículas de hematita en el interior de las partículas de caolinita.

Contenido de hematita y de goethita en los suelos. En la literatura se encuentran definidos

índices ("índice de rojo", longitud de onda dominante) que han sido correlacionados con el contenido de hematita y goethita de los suelos (**Figuras 17 y 18**). Estos índices pueden utilizarse en lugar de técnicas pesadas como la difracción de los rayos X o la química. Además, estos mismos índices o sus equivalentes son muy útiles para la cartografía de los suelos a través de imágenes satelitales.

CONCLUSIÓN

La espectroscopia de la reflectancia difusa es una herramienta extremadamente sensible (detecta contenidos de óxidos y oxihidróxidos de hierro y titanio inferiores al 1 %), selectiva, rápida y no destructiva.

Desde hace tiempo se conoce bien el eje de las abscisas (longitudes de onda) : posición de las bandas de absorción e identificación de las especies absorbentes. Por el contrario, el eje de las ordenadas (amplitud) no ha sido estudiado suficientemente. Los estudios cuantitativos requieren (1) cuidados especiales al preparar las muestras antes de medir la reflectancia y (2) un operador experimentado. En el transcurso de los últimos años, se ha trabajado mucho para definir modelos que permiten entender mejor el proceso de reflexión de los medios divididos y se ha de seguir en esa dirección tanto desde el punto de vista teórico como experimental.

REFERENCIAS

Véase el texto francés

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1 : La espectroscopia de transmisión (TS) ofrece mayor resolución espectral que la espectroscopia de reflectancia difusa (RS). Se observa un desplazamiento de la posición de las bandas de absorción (según Frei y MacNeil, 1973).

Figura 2 : La figura de arriba representa esquemáticamente una esfera integradora. La incidencia tiene una dirección ligeramente fuera de la normal para la muestra ($\approx 3^\circ$), para evitar la reflexión especular.

Figura 3 : Arriba el espectro de reflectancia, al centro el espectro de absorción y abajo el espectro de la función de remisión (Ni_2SiO_4). Señalemos que la función de remisión resalta las bandas de absorción poco intensas.

Figura 4 : Ejemplo de espectro de reflectancia de un suelo de Brasilia con indicación de las bandas de absorción.

Figura 5 : Espectro de reflectancia difusa de un polvo de esfalerita ferrífera con distintas granulometrías (c1 : 80-34 μm ; c2 : 34-26 μm ; c3 : 26-18 μm ; c4 : 18-12 μm y c5 : 12-8 μm).

Figura 6 : Desplazamiento del mínimo de reflectancia por el efecto de la humedad para un suelo laterítico rojo de Brasilia.

Figura 7 : Espectro de reflectancia de una muestra de suelo laterítico de Brasilia (en línea de puntos

la muestra bruta con 4 % de materia orgánica y en línea llena la muestra sin materia orgánica).

Figura 8 : Espectros de reflectancia de una muestra de antraquinona (altamente absorbente). 1 : sin diluir ; 2, 3 y 4 fijado por adsorción en NaCl con fracciones molares de 0,0126, 0,0050 y 0,00019 respectivamente.

Figura 9 : Relación entre la reflectancia medida utilizando una placa que cubre las muestras (R_1) y la reflectancia medida sin la placa (R_0) para esas mismas muestras, en función de la longitud de onda. El efecto de la placa en los espectros de reflectancia depende de la longitud de onda aunque la dependencia es escasa. M1 : placa de BaSO_4 ; M4 : microgranito ; M5 : arenisca ferruginosa ; M6 : pizarra.

Figura 10 : Espectros teórico (o) y experimental (Δ) de un polvo de hematita.

Figura 11 : Cálculos de la intensidad de la luz dispersada por un conjunto de tres esferas alineadas. Compárese la intensidad real teniendo en cuenta los efectos de interferencia (esferas cooperativas) con la intensidad obtenida considerando que las esferas son independientes. El índice de refracción complejo de las esferas es igual a $1,61 + j 0,004$ y el parámetro de tamaño ($2\pi r / \lambda$ donde r = radio de la esfera y λ = longitud de onda) es igual a 3,083 (según Fuller, 1987).

Figura 12 : Espectro de reflectancia de una espinela (Ni_2SiO_4) en polvo con una línea base.

Figura 13 : Espectro de reflectancia de una espinela (Ni_2SiO_4) una vez eliminada la línea base.

Figura 14 : Curvas que representan una gaussiana (línea de puntos) y su derivada segunda (línea llena).

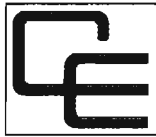
Figura 15 : La figura muestra el porcentaje de aluminio (Al_2O_3) presente en la solución durante la eliminación de las partes ferruginosas, en distintos intervalos de tiempo.

Figura 16 : Derivadas segundas de los espectros de reflectancia de las fracciones sólidas restantes después de cada etapa de dehierrificación. Se puede observar la disminución de la intensidad del mínimo (banda de la hematita) y su desplazamiento hacia las altas longitudes de onda, lo que justifica que las hematitas más substituidas en aluminio sean las más resistentes al tratamiento de dehierrificación (método DCB).

Figura 17 : Correlación entre el "índice de color rojo" IR y el contenido de hematita en los suelos lateríticos.

Figura 18 : Correlación entre la longitud de onda dominante y la relación hematita / hematita + goethita (suelos lateríticos).

Cuadro 1. Posiciones y anchuras de las bandas de absorción diagnosticadas de algunas fases minerales que se encuentran normalmente en los suelos. Valores determinados por los autores y citados en la literatura.



CIMEL ELECTRONIQUE

5, Cité de Phalsbourg - 75011 PARIS - Tél. 43.48.79.33 - Fax. 43.48.62.61

PHOTOMÉTRIE AUTOMATIQUE

- Correction des mesures satellitaires
- Mesure de l'épaisseur optique de l'atmosphère
- Détermination de la quantité d'eau précipitable

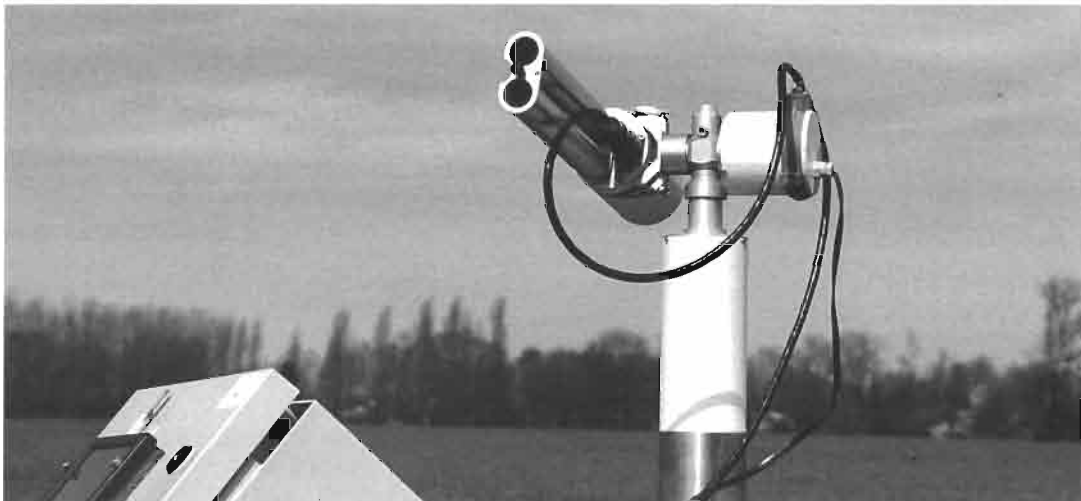
LUMINANCEMÈTRE DE TERRAIN

Instrument portable et autonome pour la mesure de la luminance et de l'éclairement

RADIOMÉTRIE THERMIQUE INFRAROUGE

Radiomètre multibandes de haute précision

STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES AUTOMATIQUES



AUTOMATIC SUN TRACKING PHOTOMETER

- Atmospheric correction of satellite data
- Spectral aerosol optical thickness
- Determination of precipitable water
- Sky radiance

FIELD RADIOMETER

Portable and autonomous instrument for radiance and irradiance measurement

THERMAL INFRARED RADIOMETER

High precision multichannel thermal infrared radiometer

AUTOMATIC WEATHER STATIONS

DIFFUSE REFLECTANCE PROPERTIES OF MINERAL BEARING SURFACES

Bernard CERVELLE and Ali BÉDIDI

Laboratoire de Physique et Mécanique des Géomatériaux,
Université de Marne-la-Vallée*

and Nicholas FLAY

Académie des Sciences**

ABSTRACT

Satellite remote sensing in the passive mode is based on the measurement of the intensities of solar light reflected by each unit (pixel) from the Earth's surface for different ranges of optical wavelength (visible, near and mid infrared, thermal infrared).

For a given material outcropping at the surface, the first intrinsic property that governs the signal reflected to the sensor, on board the satellite or aircraft, is its optical absorption of light. Each absorption depends on the crystal-chemistry of the material: transition-metal contents, valencies and coordination state, and vibration frequency of molecules present (water, hydroxyl groups, carbonates, silicates and so on).

The second property that influences the reflected signal is the morphological state of the surface, at different scales: grainsize, roughness. Surface morphology is at least as influential a factor as the strictly mineralogical and chemical ones. This paper therefore explains Rayleigh's rule, useful for distinguishing between smooth and rough surfaces and their different reflection behaviours, then gives a simplified illustration of the laws of diffuse (Kubelka-Munk theory) and of specular (Fresnel law) reflections. Analysis is made of the influence of different parameters, such as wavelength-dependent variations of refractive index and coefficients of absorption and diffusion and the effect of grain size.

By studying variations in the reflectance of mineral surfaces according to their chemical composition, absorptions resulting from electronic activity can be separated from those of molecular origin. The two types function for different spectral regions and can therefore be distinguished.

A section is devoted to the emission of thermal infrared radiations, as a function of the material's surface temperature when considered as a "grey body" (Planck's law and Wien's law).

In the same way, remote sensing in the active mode in the microwave domain (synthetic aperture radar (SAR) technology) provides data which depend on a dielectric constant of materials present at the surface, and even down to a certain depth (a few meter of soil). Consequently, moisture, a source of great variability of the dielectric constant, is an important parameter which controls depth penetration of the microwave beam. Optimisation of the acquisition parameters (wavelength, incidence angle, polarisation) is discussed.

KEY WORDS: reflection, minerals, soils, remote sensing, thermal infrared, microwave.

I. INTRODUCTION

Data obtained by remote sensing satellites, like any spectral signature or any colour, depend on three factors: 1) the "source" factor – spectral composition of the light source and the geometric parameters of illumination; 2) the "object" factor – spectral properties of the object lit by the source and reflecting the incident light; 3) the "sensor" factor – the characteristics of the detector which receives and spectrally records the light reflected by the object.

A given illumination, which in passive remote sensing is effected by the sun and in active procedures is ensured by a controlled beam from the aeroplane or satellite, is characterized by its wavelength composition (spectral composition), its direction in relation to the normal to the surface and its spectral irradiance. The latter is a photometric value expressing the intensity of incident energy of this illumination by unit surface area.

The main materials in the Earth's surface that can reflect solar light towards remote-sensing aeroplanes or satellites are: water in liquid or solid form (snow or ice); vegetation, consisting essentially of water, pigments and cellulose mat-

* Bâtiment (IFI), 2, allée de la Butte-Verte, 93166 Noisy-le-Grand, France

** Paris

ter; and rocks and soils, assemblages of varying degrees of coherence or division, consisting of minerals and in the case of soils mixed with organic material, and impregnated with water.

The crystallochemical properties of the materials which make up the Earth's surface, or to be more exact each element of the Earth's surface, called a pixel (picture element), control in the first instance the spectral reflectance of this pixel. However, these properties, intrinsic to the materials, are not the only ones that exert their influence. Certain extrinsic properties also have a significant role: those that can be embraced by the term surface morphological properties, mainly roughness, at the infra-centimetric scale and therefore within one pixel; and the topography, at a scale covering several pixels.

Depending on the surface morphology, the optical properties at work are not the same. Therefore one must be able to define the transition between specular reflectance (that of a polished surface like a mirror or a still water surface) and diffuse reflectance (that of a rough surface like a stretch of sand or a turbulent sea).

II. LAWS OF SPECULAR REFLECTANCE AND DIFFUSE REFLECTANCE

Specular and diffuse reflectances are phenomena which depend on the nature of the material's surface. Hence it is appropriate first to define quantitatively what are polished (smooth) surfaces or unpolished (rough) surfaces.

II.1. Transition between specular and diffuse reflectance

Any user of remote-sensing images will have noticed, on a Spot or Landsat scene, for example, that the sea appears as a very dark object, therefore only weakly reflecting, whereas snow is bright, white object, hence strongly reflective. However, snow and water are two states of the same material possessing very close optical properties in the visible spectrum. The difference of effect results from the fact that a calm water surface is smooth, whereas the surface of snow is rough. The properties "smooth" or "rough" depend on the wavelength and angle of incidence of the radiation used.

In fact, the smooth-rough transition is defined quantitatively by an empirical rule, currently called "Rayleigh's criterion", written as follows:

$$d = \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$$

where d is the average diameter of constituent particles of the material, or of irregularities of its surface; θ is the angle of incidence; and λ is wavelength of the radiation used.

The surface is smooth in relation to the wavelength if $d \leq \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$ and rough if $d \geq \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$.

As an example, a quick calculation shows that the smooth-rough transition occurs when $d \approx 1 \mu\text{m}$ for Spot or Landsat thematic mapper imagery (subvertical incidence ($\theta = 0$) and wavelength close to the visible ($\lambda = 1 \mu\text{m}$)). It takes place when $d \approx 1 \text{ cm}$ for a radar microwave in band C used in ERS-1 imagery.

II.2. Specular reflectance

For simplification, we will envisage a light of almost normal incidence ($\cos \theta = 1$), which is practically the case in visible and near-infrared remote sensing.

Specular reflectance R_s is the ratio between the incident intensity and reflected intensity per pixel. It is given by the Fresnel relation

$$R_s = \frac{(n - N)^2 + k^2}{(n + N)^2 + k^2}$$

where n is the refractive index and k the absorption coefficient of the reflecting material. The absorption coefficient k is defined by the Beer-Lambert law:

$$I = I_0 \exp\left(-4\pi \frac{kd}{\lambda_0}\right)$$

which is applicable when light of incident intensity I_0 and wavelength λ_0 in a vacuum crosses a thickness d of a material of absorption coefficient k , then reemerges with intensity I .

N is the refractive index of the medium around the material, generally air ($N = 1$) in remote sensing of Earth. Air, however, can be partly substituted by water ($N = 1.33$) for very moist soils, which brings detectable changes in reflectance properties, not invariable in wavelength.

Fresnel's relation indicates that the specular reflectance R_s increases with the refractive index n of the material (diamond, with $n = 2.5$, is more "brilliant" than glass, with $n = 1.6$). It also rises at the same time as the absorption coefficient, which is known because polished metal, a material that strongly absorbs light, is much more highly reflective than a piece of glass.

Specular reflectance is a predominant phenomenon for materials that naturally have polished surfaces. Examples are the surfaces of stretches of water which is calm over the metre scale or the cleavages of crystallized minerals in rocks at the millimetre scale. However, for transparent materials, the intensity of this specular reflectance is low, especially in those of low refractive index. Such is the case for water.

Applied to this material, Fresnel's relation is simplified, because $k = 0$ and the following is obtained:

$$R_s = \frac{(n - N)^2}{(n + N)^2}$$

which, applied numerically to water of refractive index $n = 1.33$, gives R_s (water) = 0.02, i.e. 2%. This very low value explains why a calm water-surface appears dark on a remote-sensing image.

Specular reflectance does not require penetration of the light into the material and surface properties are reinforced by it. However, it is a directional phenomenon, for which the reflecting angle θ_r is equal as a module to the angle of incidence θ_i . Just one direction, $\theta_r = \theta_i$, enables a sensor to catch the specularly reflected beam.

II.3. Diffuse reflectance: simplified theory

The diffuse reflectance laws follow on from an empirical treatment. The one most used in geophysics is the Kubelka-Munk theory, which has the advantage of being relatively simple.

II.3.1. Kubelka-Munk theory

The diffuse reflectance of a surface, which is predominant when the average diameter of particles or irregularities composing this surface is greater than $(\lambda/8\cos\theta)$, is a physical value. Its mathematical expression is based on a statistical treatment.

The basic hypothesis is Lambert's law. This assumes that the intensity I of the radiation diffused by a rough surface of a weakly absorbant material (for the spectral region considered) is obtained by:

$$I = \left(\frac{I_0}{\pi} \right) \cos\theta_i \cdot \cos\theta_r$$

where I_0 and I are the incident and reflected intensities, θ_i is the angle of incidence and θ_r the angle of reflection. This relation and its consequences have been tested experimentally, at least for angles θ_i and θ_r smaller than 30° to the vertical and for poorly absorbent material. Surfaces meeting these criteria are called *lambertian* surfaces. This means that the backscattered radiation is distributed symmetrically all around an axis perpendicular to the surface, whatever the incident angle.

The indicator of diffuse reflectance is therefore a sphere and the backscattered radiation is non-polarized, whatever the state of polarization of the incident beam. The diffuse reflectance is thus a *multi-directional* phenomenon, unlike specular reflectance.

Statistical processing of diffuse reflectance (see

for example WENDLANDT and HECHT, 1966) succeeds in obtaining the relation of Kubelka-Munk:

$$\frac{(1 - R_d)^2}{2R_d} = \frac{k'}{s}$$

where R_d is the reflectance, for a given wavelength, backscattered by a thick layer of particles of a material; k' is a coefficient which depends on the material's absorbance; s is a *scattering coefficient*. The term "thick layer" denotes a layer that does not let light pass through it. Practically, this condition is fulfilled, by example, for thicknesses of 1 to 2 mm of powder of grain size 10-40 μm .

The physical value $(1 - R_d)^2/2R_d$ is often denoted by $f(R)$ or $f(R_d)$, or even $f(KM)$, and is termed the remission or Kubelka-Munk function. The logarithm of the remission function gives:

$$\log f(R_d) = \log k' - \log s$$

Experience has shown that, for particles with average diameter d greater than twice the wavelength λ under study ($d > 2 \mu\text{m}$ for the visible-near infrared zone), s is a parameter independent of wavelength but dependent on grain size d . In these conditions, as k' depends directly on the material's absorbance, the graph of the logarithm of the remission function against λ corresponds to the absorbance spectrum of the material, apart from a shift ($-\log s$) along the ordinate.

For divided materials consisting of very fine particles, in other words for grain sizes d :

$$\frac{\lambda}{8 \cos\theta} < d < 2\lambda$$

such as dusts or aerosols, the diffusion coefficient s obeys Rayleigh's like scattering laws, with a dependence on λ^{-p} . The theory geophysicists most often use is Mie's theory. This scattering by dust and aerosols is extremely important in remote sensing, because it controls the scattering of solar light (whether incident or backscattered) as it passes through the atmosphere. Such a study is beyond the scope of this paper.

The Kubelka-Munk theory, which can be substantiated quite well for weakly absorbing mineral materials like silicates and carbonates, is by far the theory most used by both chemists and mineralogists. With it however comes an inconvenience because it does not associate clearly the diffuse reflectance with optical constants of the material itself. What do k' and s signify, for example, in relation to the absorption coefficient k , defined by the Beer-Lambert law, and to the refraction index n ? In what way do they depend on granulometry?

In order to answer these questions, SIMMONS (1972) proposed another procedure, which does not run counter to that of Kubelka-Munk but refines it. He derived equations from an ideal

model material, a powder consisting of spherical grains of uniform size, and obtained:

$$R_d = \exp \left[- 2n \left(\frac{kd}{3} \right)^{\frac{1}{2}} \right]$$

Simmons' relation, where n and k are the main optical constants (the refractive index and coefficient of absorption defined according to Lambert's law) and d is the particle diameter.

When this formulation is combined with the Kubelka-Munk function the following identifying equations are obtained :

$$f(R_d) = \frac{(1-R_d)^2}{2R_d} = \frac{k'}{s} = 2n^2 \frac{kd}{3},$$

which leads finally to: $s = d^{-1}$ et $k' = \frac{2n^2k}{3}$.

These solutions have been validated by determining k using several direct (particularly by transmission on a polished flake of the material) or indirect (backscattering) methods.

Taking the initial example of H_2O in its powder form, snow, the diffuse reflectance of an area of snow can be determined by using Simmons' relation: with $d = 0.1$ cm, $k = 0.002$ cm⁻¹ and $n = 1.33$, calculation leads to $R_d = 0.97$, that is 97%. This high value takes into account the very high brightness of snow surfaces shown by remote sensing, in the same way that Fresnel's relation explains the very low specular reflectance of a water surface, even though the material has practically the same intrinsic optical properties in the two cases, for the visible spectrum.

II.3.2. Influence of different parameters on the diffuse reflectance of a material

The intrinsic optical properties of a material, especially the optical constants n and k involved in Simmons relation, are therefore going to control its scattering properties. The dimension d of the grains or surface irregularities is an extrinsic yet strongly influencing parameter. It is worth analysing how the diffuse reflectance R_d varies according to wavelength.

II.3.2.1. Influence of refractive index and absorption coefficient

Simmons' relation shows clearly that R_d is reduced when the absorption coefficient or the refractive index increase. An efficient backscattering material, such as a cinema screen, therefore consists of particles of a completely transparent material of low refractive index.

The diffuse reflectance R_d therefore varies inversely with the specular reflectance R_s , as the example of a water surface compared with a

covering of snow has shown. Note also that the phenomenon of diffuse reflection involves a certain amount of light penetration into the material, but only on a thickness not exceeding a few hundred micrometres in the visible and near infrared domain. In these conditions, the physico-chemical properties of the extreme surface of the material play a dominant role. Taking account of the fact that the diffuse reflectance varies inversely with the absorption coefficient, a diffuse reflectance spectrum displays the same events as a transmission spectrum, whereas a specular reflectance spectrum shows the same features as an optical absorption spectrum.

II.3.2.2. Variation of the diffusion coefficient with wavelength

Kubelka-Munk's formulation neglects the dependence of the scattering coefficient on the wavelength, coefficient which is assumed constant in relation to λ . Such dependence can be introduced by writing (MORRIS *et al.*, 1982):

$$s = c \cdot \lambda^{-p}$$

where c is a constant and p an exponent such that $0 < p < 4$. The value $p = 4$ signifies the Rayleigh scattering applicable when the diffusing particles are smaller than the wavelength (as in the case of aerosols). The value $p = 0$ applies in the opposite case. Incorporating this relation, Kubelka-Munk's function becomes:

$$f(R_d) = \left(\frac{k'}{c} \right) \cdot \lambda^p$$

Several cases can therefore be shown:

a) *Hypothesis where scattering is independent of wavelength.* This is where $p = 0$, a case for which Kubelka-Munk's theory can be correctly applied: one comes back to $f(R_d) = \frac{k'}{c}$. For different grain sizes, c varies inversely with the average grain size. For one and the same material (with k constant) it is observed that:

- the diffuse reflectance increases when the particle size decreases, in correlation with the distance the light travels in each particle;
- the relation between R_d and $\frac{k'}{c}$ is non-linear;
- if absorption bands occur in the spectral region considered, their position relative to the wavelength is identical for all grain sizes.

These results are of great interest in that they offer the possibility of establishing a material's "spectral signatures", independently of the size of its surface irregularities, within the limits that remain to be determined.

b) *Hypothesis where scattering is dependent on wavelength.* In this case $p \neq 0$. Kubelka-Munk's relation then becomes:

$$f(R_d) = \frac{(1-R_d)^2}{2R_d} = \frac{k'}{c} \cdot \lambda^p$$

Consider a hypothetical medium in which $k(\lambda) = \text{constant}$, that is whose absorption coefficient does not depend on the wavelength (which practically does not happen in nature). From the relations given above we derive in relation first to R then to λ (where R_d is written as R for simplification):

$$\frac{df(R)}{dR} = -\left[\frac{1-R^2}{2R^2} \right] \quad \text{and} \quad \frac{df(R)}{d\lambda} = \frac{k'}{c} \cdot p \cdot \lambda^{p-1} \quad \text{such}$$

that
$$\frac{dR}{d\lambda} = \pm \frac{2R^2}{(1-R^2)} \cdot \frac{k'}{c} \cdot p \cdot \lambda^{p-1}$$

Within the physical limits allowed, $\frac{d(R)}{d\lambda}$ is < 0 .

Usually, this hypothetical material with its absorption coefficient k invariable in relation to wavelength λ , should have a "flat" absorption spectrum. The non-zero value of $dR/d\lambda$ shows, however, that, just from the diffusion coefficient, the reflectance spectrum R_d gives a negative slope, for which the absorption coefficient has no influence.

By combining the two hypotheses *a*) and *b*), which can be appropriate alternatively on one region of the spectrum then on another, a negative slope can be observed for the parts of the spectrum according with hypothesis *a*) in relation with the portions under hypothesis *b*). There follows therefore a shift of reflection bands on to the reflectance spectra and thus an *apparent* shift of absorption bands on to spectra determined by the Kubelka-Munk function $f(R_d)$.

Calculations on specific examples with exponent $p = 2$ show that the shift can reach 10 to 40 nanometres for absorption bands of spectral region 0.8-1.9 μm , owing solely to the fact that the diffusion coefficient s varies with wavelength.

This result is important because it shows that in certain cases, in particular for clays, where grain size is very fine, the positions of reflectance bands, those determined by remote sensing, can undergo shifts in wavelength solely because of this dependence on the diffusion coefficient, independently of the material's intrinsic absorption.

In the field of remote sensing, and taking account of other uncertainties inherent in the method, the diffusion coefficient can be taken to be independent of the wavelength if the average size of particles or surface irregularities is more than twice the wavelength of the incident radiation.

Applied to a spectral region of 0.4 to 2.5 μm , the approximation implies a size greater than 5 μm . When this condition is fulfilled, the effects resulting from variation in particle size of surface roughness are limited to observations made under hypothesis *a*). This is usually the

case in remote sensing, but hypothesis *b*) must be borne in mind when interpretations are made on spectral data obtained for clayey soils.

II.3.2.3. Variation of the diffusion coefficient s in relation to roughness d

Experiments conducted on mineral powders of varying grain size d , powders whose surface simulates a soil of variable roughness, show that the *diffusion coefficient varies inversely with d* . Besides, it is well known that the more a powder of a coloured mineral is ground down, the more the colour softens with decreasing grain size. This phenomenon is expressed by the variant of the Kubelka-Munk relation:

$$\log f(R_d) = \log k' - \log s.$$

This relation shows that the spectra for two powders of the same coloured material but of two different grain sizes are out of line with each other according to the ordinate, a drift which corresponds to different values of s . The small grain sizes attenuate the effects of the optical absorption k' , and the diffuse reflectance R_d rises when d decreases, therefore when s increases. The absorption bands then become less pronounced and the spectra tend to become "flatter" when d decreases.

II.3.2.4. Influence of absorption by the diffusing medium

The Kubelka-Munk theory can only be applied rigorously when the absorbance of the diffusing medium is weak, because it does not take into account, in the phenomenon of backscattering, the specular component, which is significant when k is high.

In fact, for the wavelength region where absorption coefficient k is high, for example at the maximum of an absorption band, the specular reflectance amounts to:

$$R_s = \frac{(n-1)^2 + k^2}{(n+1)^2 + k^2} \quad (\text{Fresnel's relation}).$$

This reflectance is no longer negligible and the diffuse reflectance in the strict sense falls:

$$R_d = \exp \left[-2n \left(\frac{kd}{3} \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (\text{Simmon's relation}).$$

Backscattering, in the widest sense, resulting from the combination of the two components, becomes less in line with Kubelka-Munk's law the higher k becomes. The portion of R_s which is added to R_d in the high-absorption spectral regions partly compensates the reduction in R_d . That is expressed on the spectra by a poorer resolution, as the curves tend to flatten.

II.4. Conclusions on contributions of specular and diffuse reflectance to soils reflectance

In nature, specular and diffuse reflectance function simultaneously in sunlight backscattering by the materials at the extreme surface of the Earth. For example, the cleavage flakes of mica that make up an outcropping granite contribute more specular reflectance to the signal, whereas feldspar grains, which are blunt, give more of the diffuse component.

The grain size of the materials and the surface roughness have an influence, not only to alter the signal for a given wavelength, but also to move the maxima and minima of a reflectance spectrum. As a corollary, care should be taken in attributing features of a spectrum – maxima and minima, shoulders, inflexion points – to a mineral or a given crystallochemical composition, because the micromorphology of the surface contributes significantly to the position of these features in relation to the wavelength.

With current technology, one can expect to be able to detect only the main crystallochemical or lithological characteristics: minerals in high proportion, elements in high quantities, strong spectral signatures, pixels over regular relief and fairly homogeneous mineralogical composition.

Beside the surface micromorphology, the second major parameter that governs the spectral response of mineral surfaces is their chemical composition, through the optical absorption properties of the soil's constituent minerals and organic substances.

III. VARIATION OF MINERAL SURFACES' SPECTRAL RESPONSE (VISIBLE AND NEAR INFRARED) WITH CHEMICAL COMPOSITION

All relations that express the specular or diffuse reflectance of a mineral surface – Fresnel, Kubelka-Munk, Simmons – involve the square or the exponential of the absorption coefficient k of its constituent materials. Now, k can vary rapidly with the observation wavelength. The absorption coefficient is therefore the main factor controlling spectral signatures that users of remote sensing data hope will help identify, or at least distinguish for mapping, the petrographic and pedological constituents of the surfaces observed.

There is no need to emphasize that observation from space of the Earth illuminated by the Sun can only be made after the sunlight has crossed the atmosphere, which acts as a filter that varies according to wavelength of this light.

III.1. The atmospheric filter and observation windows

The atmosphere is opaque to X-rays, gamma rays and UV up to $\lambda = 0.4 \mu\text{m}$, the lower limit of visible radiation. From the visible up to $14 \mu\text{m}$ in the thermal infrared, the atmosphere possesses several transparent regions, then becomes completely opaque to radiations of wavelength ranging from $14 \mu\text{m}$ to 1mm . Beyond this, radar remote sensing uses the portion of the electromagnetic region whose wavelengths range from the millimetre to metre scales, the microwave regions, otherwise known as the hyperfrequency regions, spaced out from 0.3 to 40GHz (if c is the celerity of the light, the relation between wavelength λ in a vacuum and frequency ν is $\lambda = c/\nu$).

Atmospheric windows are continuous spectral regions for which the atmosphere is transparent: these are what can be used to observe the Earth. **Table 1** summarizes the principal atmospheric windows.

How is the absorption coefficient k linked to the chemical composition and the crystal structure? Does it vary within each of the optical windows VIS, NIR, MIR and TIR? To answer these questions, it is necessary to consider the energy W of the different phenomena of optical absorption, hence the different regions of the corresponding wavelength λ , since $W = hc/\lambda$, where h is Planck's constant and c the celerity of light in a vacuum.

The optical absorption can in fact have an *electronic origin*, expressing absorption of light energy W resulting from electron shift - transition or transfer - mainly in the ultraviolet (UV), visible (VIS) and near infrared (NIR) regions. Such absorption can also be of *vibrational origin*, where light energy is absorbed by the

Table 1: Atmospheric "windows" for remote sensing

SPECTRAL REGIONS		WINDOWS (wavelengths)
VIS	(Visible)	0.39 – 0.77 μm 0.77 – 0.91 μm
NIR	(Near Infrared)	1.0 – 1.12 μm 1.2 – 1.35 μm
MIR	(Mid Infrared)	1.55 – 1.73 μm 2.1 – 2.5 μm
TIR	(Thermal Infrared)	3.5 – 4.2 μm 4.4 – 5.5 μm 8.2 – 9.4 μm 10.2 – 13.8 μm
MW	(MicroWaves or or Hyperfrequencies)	2.06 – 2.22 mm 3.0 – 3.75 mm
RADAR	(Radio Detection And Ranging)	7.5 – 11.5 mm 2.0 – 100.0 cm

vibrations of groups of molecules reaching resonance under the effect of light radiations. This second mode of absorption operates for weaker energies than the electronic transitions, therefore for greater wavelengths, in the mid-infrared (MIR) and up to the thermal infrared (TIR).

III.2. Optical absorption of electronic origin

Three types of absorption can be distinguished that result from the shifting of electrons.

III.2.1. Electron transition from the valency band to the conduction band

This phenomenon can be easily explained by referring to the structure of an atom, consisting of a nucleus around which electrons gravitate in orbits controlled by the laws of quantum mechanics. Because the electrons surrounding certain atoms are only weakly attached to the nucleus, light energy is enough to shift them from the external electron layer of the atom, releasing them from the influence of the nucleus: they are then “delocalized”. Once free, these electrons can move around easily in an electric field such as one created by a potential difference. Materials that comprise this type of atom are therefore good electrical conductors: these are the metals, rightly called *transition elements*, characterized by a very high absorption, sometimes termed *metallic*, over the whole of the spectral region considered.

Absorbing all of the visible spectrum, these materials are opaque, even in thin section, and, governed by the laws already mentioned, their diffuse reflectance is very weak, whereas their specular reflectance is very high, as long as their surface is highly polished like a mirror, which is rarely the case in nature. On the Earth's surface, metals are usually in oxidized form – as oxides – or sulfurized – as sulfides. These products, with more complex structures, undergo a second kind of optical absorption, the *charge transfer* type.

III.2.2. UV-VIS absorption by interatomic charge transfer

Electron transfer between atoms (cation → cation or cation → anion), or charge transfer (CT) requires higher light energies. These transfers are therefore the source of intense absorption bands centred in the UV. They are, however, of interest for remote sensing, because the low-energy side of the CT bands which corresponds to a longer wavelength, often reaches the visible region, such that the diffuse reflectance, inversely proportional to the absorption, of materials submitted to CT increases on moving from the blue towards the red zone of the visible spectrum.

This is why the continuous background of a reflectance spectrum of a soil usually grows when the wavelength increases. On this continuous background are superimposed bands whose maxima are positioned according to the wavelength. These bands are the result of *selective absorption* phenomena.

III.2.3. VIS-NIR optical selective absorption by intra-atomic electron transitions

Inside an atom, the electrons can be situated at different energy levels, in other words at different electronic layers at varying distances from the nucleus. In fact, the position and energy of each electron encircling the nucleus of an atom are described by a wave function, the solution of a wave equation known as *Schrödinger's equation*. The wave functions express the spatial distribution of the electron density around the nucleus, and therefore the probability for an electron to be situated at one precise point at a given instant. In the absence of light, the electrons are at their *base energy level*.

Under the influence of light energy hc/λ , electrons can change of energy level and, following certain laws of *selection*, can go from the base level to an *excited level* separated from the previous one by an energy E . At wavelengths for which $E = hc/\lambda$, the incident light energy is then absorbed by *selective* absorption.

The atoms for which $E = hc/\lambda$, with λ belonging to the visible and infrared spectral regions used in remote sensing are the *transition elements* of Mendeleiev's periodic table (elements with 3d orbital electronic structure), and the Rare Earths (4f-structure lanthanides).

The Rare Earths are present only in small proportions at the Earth's surface and their absorption bands are narrow: they therefore have little influence on the remotely sensed spectral signatures of the materials where they occur.

However, transition elements such as Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, that is the metals, occur much more frequently: they are the source of selective absorption bands which superimpose on one another at the low-energy side (greater wavelength) of the wide charge transfer bands centred in the UV, and which consequently are located in the visible region and up to the NIR.

Among the metals, *iron* is abundant in the Earth's crust, at around 80%. Thus iron, in all its crystallochemical forms, *all its different valencies*, is the *principal component of signature* in remote sensing data in the VIS-NIR range. The other metals will have their own signatures mixed with the one for iron, but will not generally be detectable or mappable unless in unusually high proportions at the surface. What are the various para-

meters that influence the exact position of the selective-absorption bands?

III.2.4. Crystallochemical parameters controlling the position of absorption bands in the VIS-NIR in the VIS-NIR spectral region

The parameters determining the position of absorption bands in the VIS-NIR spectral region will be the factors that influence the energy E separating the base levels of electrons of atoms at rest and the excited levels of atoms subjected to light radiation. They are described by the crystal field theory (see for example BURNS, 1993).

III.2.4.1. Valency of the ion

For instance Fe^{2+} gives a green coloration to a material. This colour conveys the existence of a transition "window" around 500-600 nm, situated between two absorption bands. Fe^{3+} , however, confers a rust coloration to geomaterials, because this cation generates two absorption bands framing a transmission window ranging from 600 to 700 nm.

III.2.4.2. The coordination of the cation

The anions, or *ligands*, that surround a cation form a *coordination polyhedron* around it. The number of summits, the geometric shape and the symmetry, and also the distances between the central cation and the anions situated at the polyhedron summits are factors which, by varying the activation energies, influence the position of absorption bands due to electron transitions.

III.2.4.3. The anions present

O^{2-} and S^{2-} are ligands which frequently form complexes with the metals that enter into the composition of the minerals. They can induce absorption band shifts by affecting the energy levels in mutual substitution processes.

Indeed, all the parameters that can modify the crystalline field, in other words the environment around cations, and especially its stabilization energy (see for example Burns, already cited), will influence the exact position of absorption bands, and therefore the maxima and minima of reflectance spectra in the VIS-NIR region.

III.2.5. External thermodynamic parameters controlling the position of absorption bands in the VIS-NIR spectral region

Valency, coordination, crystal site symmetry, the metal-ligand distances, and the nature of the ligands are intrinsic *crystallochemical factors* which are themselves subject to *thermodynamic conditions* of formation and existence of the

constituent mineral materials of rocks and soils. For example, the valency of iron in the mineral will depend on the redox potential of the environment in which the mineral formed and evolved.

Another example: increased temperature induces thermal agitation which raises atomic vibration amplitude, producing wider absorption bands. This increase in temperature is accompanied by an increase in metal-ligand distances (thermal expansion), and therefore a decrease in crystal field energy, which results in a shift of absorption band maxima towards longer wavelengths. Increase in pressure has the reverse effect, by compression of crystal structures.

The shifting and possible widening of absorption bands lead to *remarkable changes in the aspect of reflectance spectra*, and the value of this reflectance for a given wavelength.

III.2.6. Variability of spectral signatures

If we assume a pixel of the earth's surface to be mineralogically homogeneous, the spectral signature of this pixel in the VIS-NIR region will be a function of the chemical composition of the dominant minerals, including in particular their *transition element content*. For example, a few weight-percent of Fe^{3+} are sufficient to give a normally white limestone a brown coloration: the spectral signature discerned in this region of wavelength will be that of trivalent iron rather than that of limestone CaCO_3 .

The Earth's surface temperature can roughly be considered as stable, throughout the year, in relation to phenomena influencing the VIS-NIR spectral signature of materials making up this surface. This is not the case for other planets, where the search for distinguishing spectral signatures has to take possible large *deviations in temperature*.

On Earth, the rocks are highly weathered at the surface and this *weathered layer*, often consisting of oxides, makes these rocks opaque to sunlight. Thus the VIS-NIR spectral signatures do not represent bulk rocks. However, this statement is much less applicable to soils, which are in general precisely the result of weathering of the parent rocks.

Meteorological action decomposes the rocks, changing them into sands or clays. The latter transform in turn into mixtures of oxides and hydroxides, such as *laterites*, *oxisols* or *latosols* according to terminology. The spectral signatures of these types of soil are those of trivalent iron. The spectral properties of *clays*, constituents of *alterites*, are linked to the existence of H_2O molecules or hydroxyl OH^- radicals which come into the crystalline structure. Their absorption bands therefore depend on resonance frequencies of molecular vibrations.

III.3. Optical absorption of molecular origin

The energies that come into play to provoke molecular vibrations are weaker than those inducing electronic transitions. They belong therefore to the infrared region, which cannot be used in its entirety, as was seen earlier, because the atmosphere absorbs solar radiation. Each subregion will therefore be seen separately.

III.3.1. Subregion 1.3 to 2.5 μm going from NIR to MIR

Around 1.4 and 1.9 μm , vibrations of water molecules make the atmosphere opaque, but a "window" is left "open" at around 1.6 μm , for which the minerals have few spectroscopic features that affect optical absorption. Conversely, between 2.0 and 2.5 μm the vibrations specific to the hydroxyl OH^- groups produce absorption bands characteristic of the different clays. Consequently, the ratio of the rocks' reflectances in the 2.0-2.5 μm range to those in the 1.6 μm spectral subregion will provide a relative value of the degree of weathering of these rocks.

Around the beginning of the 21st century, high spectral resolution remote sensing applied between 2.0 and 2.5 μm should allow the *mapping of different types of clay*, as long as the pixels observed are small enough to be considered mineralogically homogeneous, which supposes that spatial resolution *has not been sacrificed for high spectral resolution*.

III.3.2. Subregion 3.0 to 5.0 μm covering the mid infrared (MIR)

This spectral region is the one where the intensity of solar illumination is considerably reduced, but which, simultaneously, marks the start of the thermal emission of materials at room temperature (about 300 K), according to Planck's law which will be stated further on. Here the reflectances of the geomaterials are weak, but all the phenomena causing an incandescent light emission will be detected and mapped. These include forest fires, lavas that are molten, flowing or at least still hot and certain military and industrial activities that evolve a lot of heat.

Between 5.5 and 8 μm , the tropospheric humidity leads to a strong atmospheric absorption which precludes any observation of the earth's surface.

III.3.3. Subregion 3.3-14 μm thermal infrared (TIR)

In the thermal infrared, the notions of specular and diffuse reflectance remain, but because the solar radiation is very weak, passive remote sen-

sing is no longer based on the physical concept of reflectance linked to the absorption, but on the *emission of radiations by the materials*. A short recap of the radiations produced by black bodies and grey bodies will perhaps be useful.

IV. LIGHT EMISSION IN THE THERMAL INFRARED (TIR) REGION

A material whose thermodynamic temperature is greater than 0 K, that is -273°C (absolute zero), gives off a radiation. It acts like a light source with wavelength distribution dependent on temperature.

IV. 1. Black body theory

A black body is an ideal theoretical material which, illuminated by an electromagnetic radiation, absorbs all the energy of this illumination. Nothing is reflected by this material, nothing is passed through it, as it absorbs all the radiation it receives. Its internal energy and therefore the agitation of its molecules increase, likewise its temperature by the Joule effect.

In return the perfect black body emits a radiation whose wavelength and intensity depend only on the temperature, following Planck's law:

$$E_\lambda = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1}$$

where: E_λ is the *spectral emittance* of the black body, hence for a given wavelength; k is Boltzmann's constant ($1.38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$); c is the celerity of the light ($299\,792 \times 10^3 \text{ m.s}^{-1}$); λ is the wavelength of the emission; h is Planck's constant ($6.62 \times 10^{-34} \text{ J.s}$); and T is the absolute temperature of the black body expressed in Kelvin.

If we integrate Planck's law over the whole spectral region, we obtain the *total emittance*, given by the Stefan-Boltzmann law as follows:

$$E = \int_0^\infty E_\lambda d\lambda = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4$$

where the third relation $E = \sigma T^4$ introduces the value of the Stefan-Boltzmann constant σ .

The graph of the Planck relation for a given temperature, plotted in relation to wavelength, gives an asymmetric bell curve, showing a well-defined maximum, depending only on T .

Wien's law stipulates the wavelength λ_{max} of the *maximum emission* obtained by derivation of Planck's law: for this wavelength, the derivative of E_λ is zero. In this way, the Sun, a black body at 5760 K, gives a maximum for a wavelength of 580 nm, at the heart of the visible spectrum,

which makes the Sun a “day star”. In comparison the surface of Earth has an average temperature of 300 K (about 20°C), and its maximum emittance is therefore found in the infrared, about 9-10 μm , which is in remote sensing rightly termed “thermal” because it is in this spectral region that the earth’s surface emits radiation and therefore renders it useful for observation.

IV.2. Emissivity of grey bodies

As a general rule, materials do not completely obey the black body theory, in the sense that their reflectance and transmittance are not zero. Consequently, the Stefan-Boltzmann relation that is applied to a material is adapted by a multiplication factor ϵ called the *emissivity* of the material:

$$E = \epsilon \sigma T^4$$

This emissivity is a coefficient of magnitude between 0 and 1, which means that the emissivity of a real black body is 1, that of an absolute “white” body is 0 (total emittance zero). Between these two extremes, all the materials are more or less “grey”.

At a given temperature, a grey body emits less energy than a black body:

$E_{\text{grey body}} = \epsilon \sigma T^4$, whereas $E_{\text{black body}} = \sigma T^4$, from which we obtain:

$$\text{Emissivity } \epsilon = \frac{E_{\text{grey body}}}{E_{\text{black body}}}$$

The emissivity is therefore a characteristic of a material for given temperature and wavelength. So it is clear that the darker the material (basalts, black earths, bitumen), the higher the emissivity. Conversely, the lighter it is (limestone, siliceous sandstone, clay, snow), the lower its emissivity. An expanse of calm water, which as has already been said appears very dark from the sky or space, is in effect a surface whose properties come close to those of a black body. It can therefore be used as a standard reference to calibrate instruments, provided the surface temperature of the stretch of water is known.

IV.3. Remote sensing of mineral soils in the TIR

The interdependence of the emittance, physical parameter perceived from an aircraft- or satellite-borne sensor, and the temperature of the emitting surface, is one of the scientific problems to be resolved. To calculate the emissivity of a material from the emittance and to use it as such as a signature, the temperature must also be known.

Furthermore, as most materials of the earth’s surface are grey bodies, the radiations that they send back to the sensors for a given wavelength are the result of the superposition of two types:

reflected, according to the laws of reflection; and those emitted following Planck’s law. Between 3 and 5 μm for example, as was seen earlier, there occur simultaneously: 1) reflection of the sun’s rays by the soil and 2) emission of a thermal radiation by this soil heated to about 300 K. It is not easy to unravel these two phenomena.

Consequently, the experimental conditions which, in the near future, should make remote sensing more efficient in the thermal infrared must be identified.

IV.3.1. Conditions for using thermal infrared

Two types of data can be brought by thermal infrared to thematic applications linked to the study of Earth’s surface. There are those that relate to the temperature of this surface and to all that can be deduced from it, and multispectral ones, which, thanks to knowledge of spatial and spectral variations of emissivity, provide direct information on the mineralogy and crystal-chemistry of minerals making up this surface. These two types of data can of course be associated, as in the case of rock or soil identification using a combination of their thermal properties and their spectral emissivity.

Owing to the thinness of the layer of material that reflects or emits IR radiation, thinness equal to only a few wavelengths, the measured temperature and emissivity relate to the immediate surface. We will therefore limit ourselves in this chapter to the surfaces whose vegetation cover is either totally absent or only partial, and to cases where temperature variations are sufficiently marked for scattering to occur through the plant cover (the thermal effects of this cover will then have to be modelled).

Bare surfaces with little vegetation cover are found in two types of geographical area:

- arid climatic zones where there is generally no real soil and where either the geological substrate is directly exposed or allogenic surface formations (most often aeolian) occur, sands for example.
- cultivated soils for which the time when vegetation is absent depends on the agricultural practice, and which are extensive and economically important, at least in the temperate zones.

Use of thermal remote sensing data can be regarded in the perspective of a “deterministic” analysis based on measurement of physical parameters (emissivity and temperature) which are then compared with data calculated from a model, and which constitute the observable record of the processes involved. However, it will often be worthwhile, at least in the first instance, to apply the methods of photointerpreta-

tion directly to the thermal images, in particular to identify and map the main geological, mineralogical and pedological features that can appear more clearly than on other types of image. This pragmatic approach can be adopted even though we cannot yet explain the physical processes behind the observations.

However, research does not rest at what exists and must therefore go beyond today's results to preevaluate the data which will be acquired by sensors in the future. Only when these new data are obtained in real form will we be able to recognize their worth.

IV.3.2. Analysis of soil surface temperature

The soil surface temperature at a given point expresses the reaction of the soil locally (gain or loss of heat) to the energy balance. Surface temperature can be used first to estimate one or other of the terms of the balance: for instance in the study of evapotranspiration of plant cover. The difference of net radiative gain linked to variations of surface orientation in relation to solar radiation gives rise to thermal anomalies associated with microrelief. Some remarkable results have been obtained in this domain thanks to airborne measurements and it is quite justified to believe that the same can be achieved by satellite if the pixel is not too large, of the order of a few tens of metres.

For applications to geology and pedology, the first objective of temperature measurements remains the direct determination of the thermal inertia of the material present on the surface.

When any homogeneous body is heated at the surface its temperature increases in inverse proportion to its *thermal inertia* P:

$$P = \sqrt{2KC_v}$$

where K is the conductivity and C_v the volumic heat capacity. For a non-homogeneous medium like soil, an apparent thermal inertia is defined, that which would be possessed by a homogeneous medium giving the same results. Now, the thermal inertia of a rock or soil depends above all on its porosity, a *physical property expressed in terms of volume*. In that, spectral remote sensing in the thermal domain complements that which works in the optical domain, which gives information concerning only the extreme surface of the soil.

Two main methods are used to evaluate the thermal inertia P of soils. The first uses the difference between night and day temperature at one place. An apparent absolute value P is then obtained, but it only takes into account the thickness of ground sensitive to diurnal changes, about the first ten centimetres. In a desert environment, this measure is significant and therefore useful, but it is less so in cultivated areas because the thermal inertia of

the soils' first ten centimetres reflects rather the state of cultivation at the moment of observation. Nevertheless, even in this case, significant variations can be observed within the same parcel of ground, but only if data are of high enough resolution (30-50 m) on the ground.

The second method for measuring thermal inertia consists in taking into account, at the time of measurement, the greatest possible thickness of ground. For this aim: 1) it is best to conduct the measurements in the morning when the response of surface heterogeneities to diurnal variation is lowest; 2) are chosen data corresponding to a period of climatic change, or heat wave or cold over several days. If observations are performed with a high repeatability, one can make a good use of such changes. The depth for investigation can, when conditions are favourable, reach about one metre. The absolute value of the apparent thermal inertia is here no longer available, only the *differences in inertia* between the different points of the same scene, which for geological and pedological mapping purposes is also significant.

This comparative method of determination needs only one sweep of the satellite or aeroplane in the morning, but needs to be repeated frequently, every three days for example. There is of course nothing to stop the use of the two methods side-by-side on the same study site.

In geothermally active regions, it is possible to observe the temperature anomalies linked to the arrival at the surface of fluids (water or water vapour) ensuring transfer by convection. Mapping of such areas is sometimes possible using the visible spectrum: a zone where snow melts on the top of a volcano, for example, or an anomaly of vegetation. However, it cannot usually be done outside the thermal domain. Such mapping is useful for determining the structure and extent of geothermal field. The detection of such thermal anomalies on volcanoes, mostly situated in the tropical zone, could be an important element in monitoring them. That requires a frequency of about a ten days, but it is only possible with good resolution on the ground.

IV.3.3. Analysis of the spectral emissivity of soils

The primary objective in determining the emissivity and its spectral variation is the detection and identification of geomaterials present at the surface. The thickness of the material which affects the emission of thermal radiation is around 40 μm . Although still small, this is much greater (by a factor of 10) than the thickness involved in optical reflection which takes place in the visible spectrum and near infrared.

Consequently, the surface weathering and contamination of solid mineral phases will be much less of a handicap for identifying their

composition than in the visible spectrum. This is the case of “desert varnish”, where a clayey film or a very thin layer of oxy-hydroxides covers the mineral grains and completely determines their colour, whereas emissivity variations stay the same as the substrate.

However, certain minerals show emissivity variations in the transparent atmospheric bands at 3-5 μm and 8-14 μm . Calcite for example gives bands of lower emissivity at 4 and 11.3 μm . The dominant feature is the presence of “reststrahlen” (“at rest”) bands, which correspond to the characteristic emissivity minima of carbonate and silicate groups. For the latter, the position according to wavelength depends on silica content, a parameter which determines the mineralogical acidity of soils. For acid geomaterials, ($\text{Si O}_2 > 75\%$), this band, or set of restrahlen bands, is very marked, around 9 μm , a point which varies with the nature of the dominant silicates.

For basic rocks, these bands are less intense and are found around 11 μm . These effects are tempered by roughness of the surface whose emissivity rises systematically to the wavelengths for which the surface is rough (following Rayleigh’s criterion). This roughness can also induce a dependence on angle, while humidity affects the overall value of the spectral emittance.

IV.3.4. Useful spectral regions in the TIR

Study of spectral emissivity has developed over the last ten years thanks to the airborne instrument TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner), with six channels all in the 8-14 μm band. Thanks, it is true, to an excellent spatial resolution, the results obtained have allowed the precise mapping of different surface formations in a desert environment. In particular, use of the luminance ratios between the channels leads to excellent discrimination. On cultivated, humid and bare soils experience is more limited.

A literature study of laboratory and field measurements, along with simulations conducted over the past 10 years on target minerals, reveals six useful channels: two between 3.5 and 5.5 μm , four in the range 8-14 μm .

- | | | |
|-----------------------------|--|--|
| 1) 3.5 –4.2 μm | | |
| | | ————— Differentiation, carbonate, high-temperature anomalies |
| 2) 4.4 –5.5 μm | | |
| 3) 8.2 –9.4 μm | | |
| | | |
| 4) 10.2 –11.2 μm | | ————— “Reststrahlen” bands (emissivity minima) |
| | | |
| 5) 11.2 –12.2 μm | | |
| 6) 12.2 –13.8 μm | | ————— Temperature reference |

The importance of good spatial resolution for proper exploitation of high spectral resolution data must again be emphasized, because the *spatial variability* of the composition of scenes is usually higher than the *spectral variability* of the constituent minerals. We must therefore move towards “pure pixel” remote sensing. A large number of pixels as pure as possible should guarantee efficient discriminating statistical processing.

V. BACKSCATTERING OF MICROWAVES BY SOILS

It is in the microwave region that research is most needed and indeed most active, especially since the launch of the European programme ERS-1 and the Japanese JERS, then the Canadian project Radarsat. The technology of lateral radar with synthetic antenna (SAR) has been well developed and is in operation, although it could certainly be improved. The optimum performance, however, is achieved by knowing what are the best factors for acquiring data in relation to the different thematic objectives.

V.1. Acquisition of microwave data

The electromagnetic region corresponding to microwaves, still called hyperfrequencies or radar, is, in remote sensing, used in an *active mode*, meaning that the beam illuminating the ground is controlled and emitted from the vector, i.e. satellite or aircraft. Part of this beam is backscattered by the soil towards an antenna placed on board the same vector. The emitter-receptor unit employed SAR technology (Synthetic Aperture Radar, which technically means “synthetic-antenna radar”).

The incident beam is monochromatic (precisely defined wavelength): the microwave region used to observe the Earth goes from 6 mm to 1 m, but the wavelength channels most employed are:

Band P:	Band L:	Band S:
100-30 cm	30-15 cm	15-7.5 cm
Band C:	Band X:	Band Ku(J):
7.5-3.75 cm	3.75-2.5 cm	2.4-1.66 cm
Band K:	Band Ka(Q):	
1.66-1.1 cm	1.1-0.75 cm	

The incident beam can be polarized vertically (V) or horizontally (H) in relation to the soil. Similarly, the polarimetric analysis of the reflected beam can be done vertically or horizontally: the polarization is termed HH, VV, HV, VH according to the means of data acquisition.

The microwave data recorded by the satellites and aircraft equipped with SAR sensors show variations in intensity owing to changes to the incident beam when backscattered by the soil, depending in turn on the physical and morpholo-

gical properties of the soil. The soil parameters controlling the backscattering are mainly relief, roughness and average dielectric constant of the constituent materials of the soil. This dielectric constant itself depends on the density, porosity and humidity of the ground.

V.2. Effect of relief and roughness on backscattering of microwaves

The concepts of specular and diffuse reflectance, depending on whether the illuminated surface is smooth or rough, still hold for microwave wavelengths. The smooth-rough transition, for centimetric-scale waves, occurs for soil roughnesses or grain-size of the order of tens of millimetres.

More exactly, the point between smooth and rough surfaces is quite abrupt for microwaves and depends (§ II.1: Rayleigh's criterion) on the wavelength and angle of incidence θ , since the SAR technique involves a lateral illumination, therefore oblique to the ground. For example, ground measurements have shown that, for $\lambda = 24$ cm (band L) and $\theta = 38^\circ$, the transition point is found for surface irregularities of around 4 cm.

When the backscattering elements on the soil surface have microrelief height less than the height of the Rayleigh transition, the radar beam is reflected as if by a mirror. Generally it does not return to the detector on board the satellite, so the surface appears black. However, if the elements of a smooth surface are suitably oriented, they can reflect specularly the beam directly to the SAR sensor with a very high intensity: such elements appear very light. This is what happens in radar imagery obtained on sand dunes, certain parts of which are naturally well oriented, and leads to highly controlled images.

V.3. Effect of angle of incidence

With account taken of the oblique method of acquiring images with microwaves, the angle of incidence is naturally highly important. With angles (from the vertical) smaller than 20° , or greater than 60° , difficulties arise for analysis of the signal reflected towards the sensor detector: superposition of beams backscattered by different levels of relief, for small angles of incidence; or shadow-cast effects where areas in shadow form a large part of the image, for very oblique angles.

Comparison of images obtained over the same area, first by Seasat (incident angle 20°), then by a SAR (SIR-A) sensor on board an American shuttle (angle 50°) has shown that:

- low angles (20 - 30°) favour the general relief of the area observed;
- high angles (40 - 60°) emphasize features produced by roughness or microrelief.

Combination of images acquired by the two methods are useful for producing colour maps where the varied hues differentiate the lithologies, and the difference in intensity of the same hue convey the height of the relief.

V.4. Effect of the average dielectric constant of the backscattered medium

The higher the average dielectric constant of the backscattering soil the higher will be the radar backscattering. Recall that the relative dielectric constant of the vacuum is 1, and that of pure water is around 78.

However, the dielectric constants of geomaterials, or in fact their real part seeing that they are complex numbers, are subject to the laws of dispersion, and depend of course on the wavelength of the incident beam. As a general rule, this dielectric constant rises with the wavelength. These variations are much more easily detected (i.e. there is strong dispersion) for hydrothermal minerals (clays, feldspars), than for minerals with stable crystallochemical structure, like silicates, where the dispersion is therefore weaker.

The factor that governs the average dielectric constant is in fact its humidity. Water is a dipolar liquid whose dielectric constant is very high. Because for rocks and minerals this constant is much lower, it is the water in their structure, or impregnated in them, which governs the average dielectric constant of soils, ranging between 2 (dry soil) to 27 (27% volumic moisture), for example.

Geomaterials contain water in two main ways. The water molecules can be "constitutional" because they enter into the crystal structure of minerals, as is the case for clays. Or they impregnate geomaterials like sand, kaolinite or soils, by way of their porosity. Experiments have shown that the constitutional water has much less influence than the impregnation water. An empirical relationship has been proposed:

$$\epsilon_s = \epsilon_o \rho \epsilon_w S_w$$

where ϵ_s is the dielectric constant of a moist soil, ϵ_o is the average dielectric constant of the dry material, ρ is the porosity of the material, ϵ_w is the dielectric constant of water and S_w is the volume percent of water absorbed in the soil.

The effect of chemical substitutions is also detectable, but less so than water. The type of cations and anions, the ionic radiations and polarizabilities are also influencing factors. Finally, the dielectric constant rises continuously in line with the geomaterial's density.

In certain special cases the average dielectric constant of an extremely dry soil can be low enough for the backscattering to be weak. If the surface roughness is low – under one tenth of

the wavelength (Rayleigh's criterion), the ground becomes simultaneously transparent and smooth in relation to the radar beam, like water observed with visible radiation. The radar beam may penetrate the ground.

V.5. Depth of penetration of microwave beams

The penetration depth of the microwave beam in SAR mode depends on the angle of incidence, the wavelength and average dielectric properties of the constituent materials in the ground. As was seen previously, the humidity of the ground is a determining factor.

Practically, radar beams arriving at a smooth surface (relative to radar wavelengths) of a terrain made of very dry, mobile sand – in a desert area therefore – will partly be reflected specularly, and in part *refracted* at the air-sand interface, exactly like the sun's rays are reflected and refracted at the water surface. The refracted part crosses the thickness of sand and, if this is not too great (a few meters), it can then be reflected deeper down by a layer of more compact rock type or a more developed water system. This other lithology therefore appears on the image, in the way the sea bed is represented on a visible imagetaken in the visible range near a coastline. This is how SIR-A radar images taken above the Arbaïn Desert in Egypt have revealed fossil hydrographic networks buried under several metres of extremely dry aeolian sand.

Here it can be seen how radar imagery can be valuable for mapping potential water resources in desert areas. Radar remote sensing can visualize not only surfaces but also volumes. The thickness that can be passed through does, however, remain small at a few metres maximum. The penetration depth d , which is inversely proportional to the attenuation coefficient α can be calculated:

$$\alpha = \frac{1}{d} = \frac{2\pi}{\lambda} \left\{ \frac{\mu\epsilon_r}{2} \left[\left(1 + \left\langle \frac{\epsilon_i}{\epsilon_r} \right\rangle^2 \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}$$

where λ is the radar wavelength, μ is the magnetic permeability of the medium, generally 1 for soils containing few ferromagnetic elements, and ϵ_r and ϵ_i are the real and imaginary parts of the average dielectric constant of the soil.

This kind of formulation can be applied to the atmosphere and vegetation. The microwave beam can go through clouds, which permits "all-weather" remote sensing even at night as it is an active mode. It also partly traverses vegetation, hence soils can be mapped directly. Guyana, covered in dense tropical forest, has thus

recently been mapped, with its low relief and extensive changeable water resources, with the aid of data from the European satellite ERS-1 using SAR radar imaging.

V.6. Best uses for the latest results in microwave remote sensing

It is in the field of microwaves or hyperfrequencies that advances are most needed and research is most active, particularly after the launch of ERS-1 and the Japanese observation satellite JERS-1, followed on by the Canadian platform Radarsat. The technology of remote sensing by synthetic-aerial lateral radar SAR is developed, but optimization of performance and data processing will be achieved through knowledge of better acquisition parameters, in relation to the different thematic objectives.

Keeping in mind that this is an active method of remote sensing where the mode of illumination is controlled, the main instrumentation parameters are: wavelength (or frequency), the polarization of incident and reflected beams, the angle of illumination, spatial resolution and the breadth of sweep. The latter two geometrical parameters, which are essential in remote sensing, but not specific to microwaves, are independent of the soil's backscattering properties. However, the wavelengths or frequencies, the polarization state and the illumination angle still demand a lot of research on the options for meeting objectives.

Which frequencies? Backscattering of microwaves by the Earth's surface depends heavily on their frequency. In fact, three phenomena associated with the soil are involved simultaneously: 1) the *soil volume*, affected by the incident radiation – no longer just the surface like in the optical region – and dependent also on attenuation of the beam, for example by snow or vegetation; 2) the nature of the backscattering surface, according to whether it is rock, cultivable soil or water; 3) the *depth of penetration* of the incident beam, in some cases (very dry sand, particularly in desert regions), or the volume affected by this backscattering in ice or arable soil.

Research shows that frequencies (bands K, L, C, X or P), also polarization and illumination angle, can be selected to improve detection over the ocean, ice, cultivable soils, or to obtain a better penetration through sands of arid regions, or indeed to strengthen contrast between areas of vegetation, snow, sand and so on.

It is known, for example, that band P (λ about 75 cm) favours the penetration (a few metres) of the incident radar beam in very dry sandy media, and hence the detection of fossil hydrographic networks, or even objects buried in the desert sands. It is known also that band K

(λ about 1 cm) allows a good discrimination of different types of polar ice, and of the thickness and compactness of snow cover. Technically, however, it is also known that, on the one hand, an antenna for band P is very long, and thus difficult to place on board a satellite platform and that, on the other, the power required for emissions in band K is high, and necessitates a highly powerful solar generator.

Which polarization? One talks in terms of horizontal polarization (H) when the electric field of electromagnetic radiation vibrates in a plane parallel to the flight axis and is perpendicular to the direction aimed at. A vertical polarization (V) occurs if this field is perpendicular to the flight and targeted axes. As a general rule, the radar echo measured at the sensor is strong if the polarization and analysis directions are the same (HH or VV), whereas it is weak for crossed polarizations. It is therefore of great interest to determine the effect of the reflection of radiation by the soil on the direction of polarization of the beam.

Certain targets are known to have very distinct polarization effects and the choice of instrument configuration in HH, VV or HV modes leads to stronger detection of some elements. For example, a field of wheat is detected better with a VV multipolarization, because of the vertical stems of this cereal. Conversely, to see through a pine forest is easier with an HH polarization, which reduces the effects of the tree trunks. A crossed multipolarization HV strengthens the vegetation analysis, understandably at the expense of observation of the soil it covers.

These are only a few examples. Research conducted by different thematic specialists leads to better knowledge of the optimal conditions for their particular objectives.

Which angles of incidence? For angles of incidence of radar beams smaller than 20° or greater than 60° (these angles q are taken from the vertical), experience has proved that analysis of the signal meets with great difficulties from the fact that the superposition of backscattered beams ($\theta < 20^\circ$) or because of cast shadow effects ($\theta > 60^\circ$). In satellite remote sensing by lateral radar angles of incidence between 20 and 60° are therefore employed. As a general rule, low incidences (20 - 30°) favour the effects due to the relief of a region, whereas higher ones (40 - 60°) are more useful in analysing the soil roughness. When combined, images obtained from the two ranges of angles therefore are a rich source of information.

There again research is under way and in theory should be conducted in line with needs of the users of remote sensing data, seeing that they know the objectives and the phenomena that must be detected. However, the main problem today seems to be the interpretation of

complex images, when satellites are providing an increasingly abundant harvest of data.

GENERAL CONCLUSIONS

Whatever the spectral region considered, from the visible up to microwaves, several mineralogical, crystallochemical, thermodynamic and morphological parameters control the backscattering of an electromagnetic radiation by the Earth's surface. There are two dominant physical phenomena at the root of this backscattering:

- *absorption of light*; either by electronic processes (VIS-NIR), or resulting from resonating molecular vibrations (IR); or by a combination of absorption, *refraction* and *interference* (for microwaves).
- *emission of light*; particularly in the thermal infrared, because the ground surface is at an average temperature of 300 K.

Most often, each pixel observed is heterogeneous, consisting of several closely intermixed earth materials, generally minerals, organic compounds resulting from plant decomposition and pore water in the material. The backscattering properties, hence the radiometric responses of each pixel, therefore result from the mixture, weighted by the respective proportions of constituents at outcrop, of elemental spectral signatures of these geomaterials, which have mostly already been established (see particularly the series of publications by Hunt and Salisbury).

The whole art of remote sensing lies therefore in separating these different signatures and attributing them one-to-one to the geomaterials. Algorithms exist for extracting information contained in a spectrum, based on the fact that the spectra obtained for the elements of the Earth's surface hold a multitude of spectral correlations and that the number of their independent variables is fairly limited.

An important point is that the spatial variability of the composition of scenes is much higher than the spatial resolution of satellite sensors available today or likely in the near future. For each pixel, this results in mixed spectral signatures difficult to separate. Only certain general geochemical (for bare soils or rocky surfaces) or agronomic features (for farmed areas) and some large-scale anomalies emerge.

The extrinsic parameters (topography, roughness, water regime, "skin effect" due to weathering or surface contamination, atmospheric conditions) modify the spectral signatures, not only by reducing the spectral contrast, but also by shifting noticeably (> 20 nm) the end values of the reflection and emission bands. The spectral deconvolutions themselves are not one-to-one values.

The relative difficulty of extracting the distinguishing indices from this mix of spectral signatures provided by a given pixel is fortunately partly compensated by the possibility of combining several spectral regions, which will be done increasingly in the future. Another favourable factor is the large number of pixels, which allows a statistical treatment of the data.

The condition is nevertheless that a judicious compromise has been adopted, between spatial and spectral resolutions. *A sufficiently high spatial resolution yields purer pixels in greater quantity. Their statistical treatment therefore discriminates all the better when the spectral resolution is high.*

One point should, however, be made clear: the backscattering properties of geomaterials which make up the ground often allow blank automatic mapping, by terrain differentiation. More rarely, treatment by supervised classification will permit names to be proposed for these terrains and some annotation of the map. The cautionary principle implies that *the researcher then goes into the field, as far as is possible, to verify his provisional automatically produced map* using characteristic landmarks, perfectly placed geographically and meticulously described in terms of mineralogy, pedology and geology.

SELECTED REFERENCES

- AMTHAUER G. and ROSSMAN G.R., 1984. Mixed Valence of Iron in Minerals with Cation Clusters. *Phys. Chem. Minerals*, 11, 37-51.
- BARRON V. and MONTEALEGRE L., 1986. Iron Oxides and Color of Triassic Sediments: Application of the Kubelka-Munk Theory. *Am. J. Sci.*, 286, 792-802.
- BARRON V. and TORRENT J., 1986. Use of the Kubelka-Munk Theory to Study the Influence of Iron Oxides on Soil Colour. *Journal of Soil Science*, 37, 499-510.
- BARTHOLOMEW A.B., KAHLE A.B. and HOOVER C., 1989. Infrared spectroscopy (2,3-20 mm) for geological interpretation of remotely-sensed multispectral thermal IR data. *Int. J. Remote Sensing*, 10-3, p 529-544.
- BEDIDI A., CERVELLE B. AND MADEIRA J., 1991. Moisture effects on spectral signatures and CIE-Color of lateritic soils. *Phys. Measur. and Signatures in Remote Sensing*, ESA SP-319, 209-212.
- BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA J. and POUGET M., 1992. Moisture Effects on Visible Spectral Characteristics of Lateritic Soils. *Soil Science*, vol. 153, n° 2, p. 129-141.
- BEDIDI A. and CERVELLE B., 1993. Light Scattering by Spherical Particles with Hematite- and Goethite-like Optical Properties, *Journal of Geophysical Research*, 98-B7, 11941-11952.
- BEDIDI A. and CERVELLE B., 1994. Diffusion de la lumière par des particules minérales, *Sols et Télédétection, Cahiers de Pédologie*, edited by R. Escadafal (ORSTOM., Paris), in press.
- BONNEVILLE A., VASSEUR G. and KERR Y., 1985. Satellite thermal infrared observations of Mt Etna after the 17th March 1981 eruption. *J. Vol. Geo. Res.*, 24, 293-313.
- BOTHOREL A., CERVELLE B., CHOROWICZ J., TAMAIN G. and ALEM E.M., 1984. Spectral signatures (visible and near infrared) of rocks and ores; application to remote sensing of three types of ores bodies from S. Morocco. *Modern Geology*, 8, 277-294.
- BOWERS S.A. and HANKS R.J., 1965. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*, 100 (n° 2), 130-138.
- BOWERS S.A. and SMITH S.J., 1972. Spectrophotometric Determination of Soil Water Content. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 36, 978-980.
- BRUCKLER L., WITONO H. and STENGEL P., 1988. Near surface soil moisture estimation from microwave measurements. *Remote Sensing of Environment*, 26, 101-121.
- BRUCKLER L. and WITONO H., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. 2. Estimating soil balance. *Water Resources Research*, vol. 25, n° 12, p. 2437-2447.
- BURNS R.G. and STRENS R.G.J., 1967. Structural Interpretation of Polarized Absorption Spectra of the Al-Fe-Mn-Cr Epidotes. *Mineral. Mag.* 36, 204.
- BURNS R.G., 1993. *Mineralogical application of Crystal Field Theory*, 2nd. Edition, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- CERVELLE B., MALEZIEUX J.M. and CAYE R., 1977. Expression Quantitative de la Couleur, Liée à la Réflectance Diffuse, de Quelques Roches et Minéraux. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 100, 185-191.
- CERVELLE B., 1989. *SPOT: des yeux braqués sur la Terre*, Presses du CNRS, Paris, 204 pages, 8 planches couleur, ISBN 2-87682-022-6.
- CERVELLE B., 1990. Application of mineralogical constraints to remote sensing, *Eur. J. Mineral.*, 3, 677-688.
- CERVELLE B., 1995. Remote sensing methods: visible, infrared, microwave. In *Advanced Mineralogy*, vol. 2, chap. 4, edited by A.S. Marfunin, Springer-Verlag, pp. 229-238.
- CERVELLE B. and XIAO Jin-Kai, 1994. Dielectric properties of minerals and rocks. Application to microwave remote sensing. In *Advan-*

- ced Mineralogy*, vol. 1, chap. 6.4.4, edited by A.S. Marfunin, Springer-Verlag, pp. 405-411.
- CIERNEWSKI J., 1987. A Model of Soil Surface Roughness Influence on the Spectral Response of Bare Soils in the Visible and Near-Infrared Range. *Remote Sensing of Environment*, 23, 97-115.
- CLARK R.N. and ROUGH T.L., 1984. Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. *Journal of Geophysical Research*, 89, n° B7, 6329-6340.
- CLARK R.N., KING T.V.V., KLEJWA M. and SWAYZE G.A., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, n° B8, p. 12653-12680.
- CROWLEY J.K., 1986. Visible and Near Infrared Spectra of Carbonate Rocks: Reflectance Variations Related to Petrographic Texture and Impurities. *Journal of Geophysical Research*, 9, n° B5, 5001-5012.
- DEVORE J.R. and PFUND A.H., 1947. Optical Scattering by Dielectric Powders of Uniform Particle Size. *J. Opt. Soc. Am.*, 37, 826-832.
- DIEM Ho, 1987. A soil thermal model for remote sensing. *IEEE transactions of Geoscience and remote sensing* GE, 25-2, 221-229.
- DOLLFUS A., CAILLEUX A., CERVELLE B., HUA C.T. and MANDEVILLE J-C., 1980. Reflectance Spectrophotometry Extended to UV for Terrestrial, Lunar and Meteoritic Samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1293-1310.
- ESCADAFAL R., 1989. Munsell Soil Color and Soil Reflectance in the Visible Spectral Bands of Landsat MSS and TM Data. *Remote Sens. Environment*. 27, 37-46.
- FARR T.G., BATES B.A., RALPH R.L. and ADAMS J.B., 1980. Effects of Overlapping Optical Absorption Bands of Pyroxene and Glass on the Reflectance Spectra of Lunar Soils. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 11th, 719-729.
- FRIEDMAN J.D. and WILLIAMS D.L., 1982. Structural and heat flow implications of Infrared Anomalies at Mt Hood. *J. Geophys. Res.*, 87-B4, 2793-2803.
- GAFFEY M.J., 1976. Spectral Reflectance Characteristics of the Meteorite Classes. *J. Geoph. Res.*, 81, n° 5, 905-918.
- GILLESPIE A.R., 1992. Spectral Mixture Analysis of Multispectral Thermal Infrared Images. *Remote Sensing of Environment.*, 42, 137-145.
- GLENN J.J. and KILLIAN J.T., 1940. Trichromatic Analysis of the Munsell Book of Color. *J. Opt. Soc. Am.*, 30, 609.
- GOETZ A.F.H., 1980. Geological remote sensing in the 1980's. *Remote sensing in geology*, edited by Barry S. Siegal and Alan R. Gillespie (John Wiley & Sons. New York-Chichester-Brisbane-Toronto).
- GOETZ A.F.H., ROCK B.N. and ROWAN L., 1983. Remote Sensing for Exploration: An Overview. *Economic Geology and the Bulletin of The Society of Economic Geologists*, 78, 573-590.
- GOETZ A.F.H., VANE G., SOLOMON J.E. and ROCK B.N., 1985. Imaging spectrometry for earth remote sensing. *Science*, 228 (n° 4704), 1147-1153.
- HAPKE B., 1981. Bidirectional Reflectance Spectroscopy. 1 Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86, 3039-3054.
- HAPKE B. and WELLS E., 1981. Bidirectional Reflectance Spectroscopy. 2 Experiments and Observation. *Journal of Geophysical Research*, 86, n° B4, 3055-3060.
- HOLMES R.M. and THOMPSON D. 1973. Infrared remote sensing in quaternary research, *Geoexploration*, 11, 249-267.
- HOOKE S.J., GABELL A.R., GREEN A.A. and KEALY P.S., 1992. A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal Infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, 42, 123-135.
- HUGUENIN R.L. and JONES J.L., 1986. Intelligent Information from Reflectance Spectra: Absorption Band Positions. *Journal of Geophysical Research*, 91, n° B9, 9585-9598.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1970. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: I. Silicate Minerals. *Modern Geology*, 1, 283-300.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, 2, 23-30.
- HUNT G.R. and VINCENT R.K., 1968. The behavior of spectral features in the Infrared Emission from particulate surfaces of various grain sizes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, n° 18, p. 6039-6046.
- HUNT G.R., 1977. Spectral Signatures of Particulate Minerals in the Visible and Near Infrared. *Geophysics*, 42, 501-513.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: IV. Sulphides and Sulphates. *Modern Geology*, 3, 1-14.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: VI. Additional Silicates. *Modern Geology*, 4, 85-106.

- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: III. Oxides and Hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1972. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: V. Halides, Phosphates, Arsenates, Vanadates and Borates. *Modern Geology*, 3, 121-132.
- HUNT G.R., 1980. *Electromagnetic radiation: the communication like in remote sensing. Remote sensing in geology*, edited by Barry S. Siegal and Alan R. Gillespie (John Wiley & Sons. New York-Chichester-Brisbane-Toronto).
- HUNT G.R. and HALL R.B., 1981. Identification of kaolins and associated minerals in altered volcanic rocks by infrared spectroscopy. *Clays and Clay Minerals*, 29 (n° 1), 76-78.
- HUNTLEY D., 1978. On the detection of shallow aquifers using thermal Infrared Imagery. *Water Resources Research*, 14-6, 1075-1083.
- KAHLE A.B., 1977. A simple thermal model of the Earth surface for geologic mapping by remote sensing. *J. Geoph. Res.*, 82, 1673-1680.
- KAHLE A.B. and ROWAN L.C., 1980. Evaluation of multispectral middle infrared aircraft images for lithologic mapping in the East Tinctic Mountains, Utah. *Geology*, 8, 234-239.
- KAHLE A.B. and GOETZ A.F.H., 1983. Mineralogic information from new airborne mid-infrared multispectral scanner. *Science*, 222, 24-27.
- LEVITT D.G., SIMPSON J.R. and HUETE A.R., 1990. Estimates of surface soil water content using linear combinations of spectral wavebands. *Theoretical and Applied Climatology*, 42, 245-252.
- LINDBERG J.D. and SMITH M.S., 1974. Visible and Near Infrared Absorption Coefficients of Kaolinite and Related Clays. *American Mineralogist*, 59, 274-279.
- LINDBERG J.D. and SNYDER D.G., 1972. Diffuse Reflectance of Several Clay Minerals. *American Mineralogist*, 57, 485-493.
- MADEIRA J., BEDIDI A., POUGET M., CERVELLE B. and FLAY N., 1995. Spectral (MIR) determination of kaolinite and gibbsite contents in lateritic soils, *C.R. Acad. Sciences Fr.*, IIa, 321, 119-128.
- MADEIRA J., BEDIDI A., POUGET M., CERVELLE B. and FLAY N., 1996. Spectrometric Indices (Visible) of Hematite and Goethite Contents in Lateritic soils. Application to a TM image for Soil Mapping of Brasilia area. *Int. J. Remote Sensing*, accepted.
- MAQUET M., CERVELLE B.D. and GOUET G., 1981. Signatures of Ni²⁺ and Fe³⁺ in the Optical Spectra of Limonitic Ore from New Caledonia: Application to the Determination of the Nickel Content. *Mineral Deposita*, 16, 357-373.
- MORRIS R.V., LAUER H.V., LAWSON C.A., GIBSON E.K., NACE G.A. and STEWART C., 1985. Spectral and other physicochemical properties of submicron powders of hematite (a-Fe₂O₃), maghemite (g-Fe₂O₃), magnetite (Fe₃O₄), Goethite (a-FeOOH), and Lepidocrocite (g-FeOOH). *J. Geoph. Res.*, 90 (n° B4): 3126-2144.
- MORRIS R.V., NEELY S.C. and MENDEL W.W., 1982. Application of Kubelka-Munk Theory of Diffuse Reflectance to Geological Problems: The Role of Scattering. *Geophysical Research Letters*, 9, n° 2, 113-116.
- MUSICK H.B. and PELLETIER R.E., 1988. Response to soil moisture of spectral indexes derived from bidirectional reflectance in thematic mapper wavebands. *Remote Sensing of Environment*, 25: 167-184.
- MUSTARD J. and PIETERS C.M., 1989. Photometric Phase Functions of Common Geologic Minerals and Application to Quantitative Analysis of Mineral Mixture Reflectance Spectra. *Journal of Geophysical Research*, 94, n° B10, 13619-13634, October 10.
- NERRY F., LABED J. and STOLL M.P., 1990. Spectral Properties of Land Surfaces in the Thermal Infrared. 1. Laboratory Measurements of absolute Spectral Emissivity Signatures. *J. Geoph. Res.*, 95-B5, 7027-7044.
- OPPENHEIMER C., FRANCIS P.W., ROTHERY D.A., CARLTON R.W.T. and GLAZ L.S., 1993. Infrared Image analysis of volcanic thermal features: Lascar volcano, Chile. 1984-1992. *J. Geoph. Res.*, 98-B3, 4269-4286.
- PERISSET M.C. and TABBAGH A., 1981. Interpretation of thermal prospection on bare soils. *Archaeometry*, 23-2, 1169-187.
- PLANET W.G., 1970. Some Comments on Reflectance Measurements of Wet Soils. *Remote Sensing of Environment*, 1, 127-129.
- PRICE J.C., 1990. Information content of soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, 33, 113-121.
- PROST R., KING C. and LEFEBVRE D'HELLEN-COURT T., 1983. Propriétés de Réflexion diffuse de Pates de Kaolinites en Fonction de leur Teneur en Eau. *Clay Minerals*, 18, 193-204.
- SALISBURY J.W., HAPKE B. and EASTES J.W., 1987. Usefulness of Weak Bands in Midinfrared Remote Sensing of particulate Planetary Surfaces. *J. Geoph. Res.*, 92-B1, 702-710.
- SALISBURY J.W. and WALTER L.S., 1988. Thermal Infrared (2.5 to 13.5 µm) Spectroscopic Remote Sensing of Igneous Rock Types on Particulate Planetary Surfaces. *J. Geoph. Res.*, 94-B47, 9192-9202.

- SALISBURY J.W., WALTER L.S. and VERGO N., 1989. Availability of library of infrared (2.1-25.0 μm) mineral spectra. *American Mineralogist*, vol. 74, p. 938-939.
- SALISBURY J.W. and D'ARIA D.M., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 42, 83-106.
- SCHMUGGE T.J., BECKER F. and ZHAO-LIANG Li, 1991. Spectral Emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, 35, 95-104.
- SHERMAN D.M., BURNS R.G. and BURNS V.M., 1982. Spectral Characterization of the Iron Oxides with Application to the Martian Bright Region Mineralogy. *Journal of Geophysical Research*, 87, n° B12, 10, 169-10, 180.
- SHERMAN D.M. and WAITE T.D., 1985. Electronic Spectra of Fe³⁺ Oxides and Oxide hydroxides in the Near IR to Near UV. *American Mineralogist*, 70, 1262-1269.
- SHIELDS J.A., PAUL E.A., ARNAUD R.J. and HEAD W.K., 1968. Spectrophotometric Measurement of Soil Color and its Relationship to Moisture and Organic Matter. *Can. J. Soil Sci.*, 48, 271-280.
- SIMMONS E.L., 1972. Relation of the Diffuse Reflectance Remission Function to the Fundamental Optical Parameters. *Optica Acta*, 19, n° 10, 845-851.
- SINGER R.B., 1981. Near Infrared Spectral Reflectance of Mineral Mixtures: Systematic Combinations of Pyroxenes, Olivine and Iron Oxides. *Journal of Geophysical Research*, 86, n° B9, 7967-7982.
- STRENS R. G.J. and FREER R., 1978. The Physical Basis of Mineral Optics: I Classical Theory. *Mineralogical Magazine*, 42, 19-30.
- STRENS R.G.J. and WOOD B.J., 1979. Diffuse Reflectance Spectra and Optical Properties of Some Iron and Titanium Oxides and Oxyhydroxides. *Mineralogical Magazine*, 43, 347-354.
- TABBAGH A., TABBAGH J. and DECHAMBENOY C., 1987. Mapping of the surface temperature of Etna and Vulcano Mounts using an airborne scanner radiometer. *J. Vol. Geo. Res.*, 34, 79-88.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. and ALFAREZ F., 1982. Quantitative Relationships Between Soil Color and Hematite Content. *Soil Science*, 136, 354-358.
- TYLER J.E. and HARDY A.C., 1940. An Analysis of the Original Munsell Color system. *J. Opt. Soc. Am.*, 30, 587-590.
- VINCENT R.K. and HUNT G.R., 1968. Infrared Reflectance from Mat Surfaces. *Applied Optics*, 7, n° 1.
- WALTER L.S. and SALISBURY J.W., 1989. Spectral Characterisation of Igneous Rocks in the 8- to 12- μm region. *Journal Geophysical Research*, 94, 9203-921.
- WENDLANDT W.W.M. and HECHT H.G., 1966. *Reflectance spectroscopy*. John Wiley and Sons, New York.
- WYSZECKI G. and STILES W.S., 1982. Color science: concepts and methods, *quantitative data and formulae*. John Wiley & Sons. New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore. 2nd edition.

PROPRIÉTÉS DE RÉTRODIFFUSION DES SURFACES MINÉRALES

Bernard CERVELLE, Ali BÉDIDI, Nicholas FLAY

MOTS CLÉS : *Réflexion optique, sols, minéraux, télédétection, infrarouge thermique, micro-ondes.*

La base de la télédétection satellitaire en mode passif réside dans la mesure des intensités de lumière solaire réfléchi par chaque unité (pixel) du sol terrestre pour différents domaines de longueurs d'onde du spectre optique (visible, infrarouge proche et moyen, infrarouge thermique).

La première propriété intrinsèque – propre à un matériau – qui contrôle le signal réfléchi vers le capteur placé à bord d'un satellite ou d'un avion est l'absorption optique de la lumière par ce matériau. En règle générale, un pixel de sol contient plusieurs composants, de sorte que le signal réfléchi par ce pixel est la somme des absorptions optiques de chaque composant – sol, végétation, roches –, somme pondérée par leurs proportions respectives en surface. Chaque absorption dépend pour l'essentiel de la nature cristallographique du matériau: teneurs, valences et coordination des métaux de transition (Fe II, Fe III, Cu, Ni, etc.), et fréquence de vibrations des molécules (eau, groupements hydroxyles, carbonatés, silicatés, etc.).

La deuxième propriété qui conditionne le signal réfléchi est l'état morphologique de la surface, à différentes échelles: granulométrie, rugosité, relief. La morphologie de surface est un facteur au moins aussi influant que le facteur strictement minéralo-chimique. L'exemple de H₂O illustre le phénomène: selon que ce matériau très simple, mais très répandu, se présente sous forme d'eau, dont la surface tranquille est un miroir obéissant aux lois de la réflexion spéculaire – lois de Fresnel –, ou bien sous forme de neige, poudre soumise aux lois de la réflexion diffuse – théorie de Kubelka-Munk – H₂O restitue des images de télédétection soit très foncées – la mer –, soit très claires – la neige. Pourtant, cristaux de neige et eau pure ont des propriétés optiques intrinsèques assez voisines dans le spectre visible.

Ce papier explique donc la règle de Rayleigh, qui permet de discriminer ces différents comportements, puis expose de manière simplifiée les lois de la réflexion diffuse et celles de la réflexion spéculaire. Sont analysés les effets de

différents paramètres, tels que les variations d'indice de réfraction, de coefficients d'absorption et de diffusion en fonction de la longueur d'onde ainsi que l'influence de la granulométrie des matériaux divisés.

L'étude de la variation de la réflectance des surfaces minérales en fonction de leur composition chimique permet de séparer les absorptions d'origine électronique et celles d'origine moléculaire: les unes et les autres interviennent pour des domaines spectraux différents et peuvent donc être discriminées.

Un paragraphe est consacré à l'émission de radiations dans l'infrarouge thermique, en fonction de la température de surface du matériau considéré comme un « corps gris » (lois de Planck et de Wien). L'analyse des valeurs d'émissivité spectrale contenue dans les données de télédétection acquises dans le domaine thermique peut devenir, dans un avenir proche, une méthode riche d'informations géologiques et pédologiques.

De même, la télédétection en mode actif dans le domaine des micro-ondes (radar à antenne synthétique) fournit des données qui dépendent de la constante diélectrique des matériaux présents à la surface, parfois jusqu'à une certaine profondeur – quelques décimètres –, du sol. En conséquence, l'humidité, qui fait beaucoup varier la constante diélectrique, est un paramètre qu'il est possible de cartographier aux micro-ondes. Dans ce domaine spectral, la réflexion diffuse dépend aussi beaucoup de l'angle d'incidence et de la polarisation du faisceau émis par le satellite, de sorte que des images acquises dans des conditions différentes fournissent des informations complémentaires.

Le traitement et l'interprétation des données spectrales acquises par les satellites de télédétection permettent donc, en principe, de différencier les différents matériaux couvrant la surface d'un pixel de terrain. Dans la pratique, l'interdépendance de tous ces phénomènes: absorption, réflexions diffuse et spéculaire, transmission, effets des rugosités et des granulométries, mélanges de matériaux, variabilités spatiales, spectrales et temporelles, rôle du filtre atmosphérique, compliquent singulièrement le travail des utilisateurs de données de télédétection.

L'analyse statistique de l'immense réservoir de données satellitaires, la recherche en laboratoire et sur le terrain de signatures spectrales discriminantes et la modélisation par le calcul du comportement spectral de scénarios réalistes, sont à l'heure actuelle les meilleurs moyens pour que l'outil télédétection couvre toujours plus les besoins des agronomes, pédologues, géologues et géographes.

LISTE DE TABLEAUX

Tableau 1 : Fenêtres atmosphériques utilisées en télédétection.

BIBLIOGRAPHIE

Voir le texte anglais.

PROPIEDADES DE REFLEXIÓN DIFUSA DE LAS SUPERFICIES MINERALES

Bernard CERVELLE, Ali BÉDIDI, Nicholas FLAY

PALABRAS CLAVE : *reflectividad óptica, suelos, minerales, teledetección, infrarrojo, térmico, microondas.*

La teledetección satelital con sensores pasivos está basada en técnicas de medición de las intensidades de la luz solar reflejada por cada unidad (pixel) del suelo terrestre en distintos rangos de longitud de onda del espectro óptico : visible, infrarrojo próximo, infrarrojo medio e infrarrojo térmico.

La primera propiedad intrínseca, propia de un material dado, que determina la señal reflejada hacia el sensor situado a bordo de un satélite o de un avión es la absorción óptica de la luz por aquel material. En regla general, un pixel de suelo está formado por varios componentes, por lo cual la señal reflejada por el pixel es la suma de las absorciones ópticas de cada uno de sus componentes, suelo, vegetación y rocas, ponderada por sus proporciones respectivas en la superficie. El valor de cada absorción depende esencialmente de la naturaleza cristaloquímica del material, contenidos, valencias y coordinación de los metales de transición (Fe II, Fe III, Cu, Ni, etc.), y de la frecuencia de vibración de las moléculas (agua, grupos hidróxilos, carbonatados, silicatados, etc.).

La segunda propiedad que condiciona la señal reflejada es el estado morfológico de la superficie, tomando en cuenta distintos parámetros: granulometría, rugosidad y relieve. La morfología en superficie es un factor que incide por lo menos tanto como el factor estrictamente mineralo-químico. Un ejemplo de esto es el caso del H₂O : según este material, tan simple pero tan generalizado, aparezca en forma de agua, cuya superficie lisa actúa como un espejo y responde pues a las leyes de la reflexión especular – leyes de Fresnel – o en forma de nieve, polvo sometido a las leyes de la reflexión difusa – teoría de Kubelka-Munk –, H₂O devuelve imágenes satelitales bien muy oscuras, como en el caso del mar, bien muy claras, como en el de la nieve. No obstante, los cristales de nieve y el agua pura presentan propiedades ópticas intrínsecas muy similares en el espectro visible.

En este artículo nos proponemos explicar por tanto la ley de Rayleigh, que distingue estos

tipos de comportamiento, para luego exponer simplificando las leyes de la reflexión difusa y las de la reflexión especular. Analizamos los efectos de varios parámetros tales como las variaciones del índice de refracción y de los coeficientes de absorción y de dispersión, en función de la longitud de onda, y la incidencia de la granulometría de los materiales divididos.

Gracias al estudio de la variación de la reflectancia de las superficies minerales en función de su composición química se pueden separar las absorciones de origen electrónico y las de origen molecular ; unas y otras intervienen en rangos espectrales distintos y por eso se las puede discriminar.

Un párrafo trata de la emisión de radiaciones en el infrarrojo térmico, según la temperatura de superficie del material considerado como un cuerpo gris (leyes de Planck y Wien). El análisis de los valores de la emisividad espectral que surgen de los datos satelitales adquiridos en el sector térmico puede convertirse en un método capaz de aportar múltiples informaciones geológicas y edafológicas en un futuro próximo.

Asimismo, la teledetección con sensores activos en la porción de las microondas (radar de apertura sintética) provee datos que dependen de la constante dieléctrica de los materiales presentes en la superficie del suelo e incluso, en ocasiones, en profundidades que alcanzan algunos decímetros. Por consiguiente, la humedad, que produce variaciones importantes en la constante dieléctrica, es un parámetro que se puede cartografiar en el rango de las microondas. En esta porción del espectro la reflexión difusa depende también en gran medida del ángulo de incidencia y de la polarización de la señal emitida por el satélite, de modo que imágenes tomadas en condiciones distintas proveen informaciones suplementarias.

En definitiva, el tratamiento y la interpretación de los datos espectrales adquiridos por los satélites espaciales posibilitan en principio la discriminación de los distintos materiales que cubren la superficie de un pixel de terreno. No obstante en la práctica, la interdependencia de todos los fenómenos mencionados (absorción, reflexión difusa y especular, transmisión, efectos de la rugosidad y de la granulometría, mezclas de

materiales, variabilidad espacial, espectral y temporal, papel del filtro atmosférico) complican notoriamente el trabajo de los usuarios de datos de teledetección.

El análisis estadístico de la inmensa cantidad de datos satelitales, la búsqueda en laboratorio y en terreno de respuestas espectrales diferenciadas y la modelización para calcular el comportamiento espectral en condiciones realistas son hoy día los mejores medios para que la teledetección

se convierta en una herramienta capaz de colmar cada vez más las necesidades de agrónomos, edafólogos, geólogos y geógrafos.

Cuadro 1 : Ventanas atmosféricas de uso en teledetección.

REFERENCIAS

Véase el texto francés.



STAGES REGULIERS REGULAR TRAINING COURSES CURSOS DE CAPACITACIÓN

(1-5 semaines) - (1-5 weeks) - (1-5 semanas)

1997

Les droits d'inscription figurent sur la fiche d'inscription / Tuition fees are on the registration form

Ed. 11/96

EN FRANÇAIS		DUREE	DATES
◁ SITEL	<ul style="list-style-type: none"> • TD1 Les bases de la télédétection (5 j.). • TD2 Télédétection et SIG (5 j.). 	2 semaines	24/02 - 7/03/97 17/11 - 28/11/97
◁ SIG	<ul style="list-style-type: none"> • S1 Information géographique dans les SIG. 	2 semaines	1/12 - 12/12/97
◁ SIG-IM	<ul style="list-style-type: none"> • S2 Bases du SIG (5 j.) • Création et exploitation d'une base de données localisées • Le GPS dans la télédétection et les SIG (2 j.) • Les données maillées dans les SIG • S5 Montage de projets SIG et télédétection (5 j.). 	4 semaines	26/05 - 20/06/97
NOUVEAU ▷ Radarsat	<ul style="list-style-type: none"> • RD Présentation de l'instrument, des modes d'acquisition, revue des produits et des applications. 	2 jours	13-14/03/97
◁ Végétation	<ul style="list-style-type: none"> • Suivi des ressources agricoles, pastorales et forestières par télédétection (données optiques et Radar). 	2 semaines	22/09 - 3/10/97
NOUVEAU ▷ Aménagement urbain et régional	<ul style="list-style-type: none"> • Des outils pour l'aménagement urbain et régional : Télédétection spatiale et SIG (organisé par le GDТА et l'IAURIF* à Paris). 	1 semaine	22/09 - 26/09/97 à confirmer
◁ Télédétection, sécurité-défense	<ul style="list-style-type: none"> • Télédétection et information géographique appliquées aux besoins de sécurité et de défense. 	2 semaines	12/05 - 23/05/97
EN FRANÇAIS ET EN ANGLAIS / IN FRENCH AND IN ENGLISH		DURATION	DATES
◁ Radar/Radar	<ul style="list-style-type: none"> • BR Les bases de l'imagerie Radar. • RD Présentation de Radarsat. • RA Traitement avancé de la donnée Radar et applications thématiques. 	2 semaines 2 weeks	10/03-21/03/97(F) 12/11-21/11/97(E)
◁ Cartographie spatiale Space cartography	<ul style="list-style-type: none"> • Production opérationnelle et utilisation de spatiocartes et des MNT. • Intégration GPS • Méthodes de production • Interaction SIG-cartographie • Etude de cas, réalisation d'un projet. • Use and production of spacemaps and DEM. • GPS Integration • Production methods • GIS cartography interaction. • Case Studies, finalization of your project with a spacemap. 	5 semaines 5 weeks	24/03 - 25/04/97
NOUVEAU ▷ Géologie et imagerie radar Radar and Geology	<ul style="list-style-type: none"> • Géologie appliquée avec des données radar ERS et Radarsat. • <i>Geology with radar data (ERS, Radarsat).</i> 	1 semaine 1 week	15-19/09/97 <small>(F) : Français - (E) : English</small>
IN ENGLISH		DURATION	DATES
◁ RSC	<ul style="list-style-type: none"> • TD1 Remote Sensing basis • TD2 GIS and Remote Sensing Application. • RD Radarsat presentation 	3 weeks	12/05 - 30/05/97 6/10 - 24/10/97
◁ GIS	<ul style="list-style-type: none"> • S1 Geographic Information System and Remote Sensing. 	2 weeks	27/10 - 7/11/97
NEW ▷ Radarsat	<ul style="list-style-type: none"> • RD Detailed presentation of Radarsat and distribution structure, review of products and services. 	2 days	26-27/05/97 20-21/10/97
◁ Urban and regional planning	<ul style="list-style-type: none"> • Tools for urban and regional planning: Remote Sensing and GIS (by GDТА and IAURIF* in Paris). 	1 week	02/06 - 06/06/97 to be confirmed
STAGE DE FORMATION APPROFONDIE / COMPREHENSIVE TRAINING COURSE		DUREE	DATES
◁ CETEL	<ul style="list-style-type: none"> • Cycle d'Enseignement approfondi de la Télédétection (en français). • Comprehensive training course in remote sensing taught in French with optional preliminary French language course. 	10 mois up to 5 months	2/09/96 - 4/07/97 8/09/97-10/07/98 from April to August (each year)

Diplôme : DESS
Post-graduate diploma

MODULES COURTS DE FORMATION / SHORT TRAINING MODULES

De 2 à 5 jours / From 2 to 5 days:

TD1 TD2 S1 S2 S5 BR RD RA GPS ...

Voir page au dos / See on reverse page

* IAURIF : Institut d'Aménagement et d'Urbanisme de la Région Ile-de-France

FORMATION A LA CARTE / "A LA CARTE" TRAINING COURSE

Voir fiche séparée / See dedicated folder

- Stages sur mesure • Ready-made courses
- Stages et modules "sur étagère" • "off the shelf" courses and modules
- Formation sur projet. • Training on project.

Groupement pour le Développement de la Télédétection Aérospatiale

8-10 rue Hermès - Parc Technologique du Canal - 31520 RAMONVILLE St AGNE - FRANCE
Tél. (33) (0)5 61 39 49 00 - Fax (33) (0)5 61 39 49 59 - E-mail : patricia@gdta-cnes.fr

SPECTRAL REFLECTANCE PROPERTIES OF SOILS

José da Silva MADEIRA NETTO

Centro de Pesquisas Agropecuárias dos Cerrados (CPAC)
Km 18 da BR 020, C.P. 08223
73301-970 Planaltina - DF (Brazil)

ABSTRACT

The absorption of light resulting from electronic and molecular processes, taking place in clay minerals, metal oxides and hydroxides, carbonates, sulfates, organic matter, water etc... determine specific features in soil reflectance spectra that can be used for their identification and, in some cases, quantification. These possibilities, makes from spectral reflectance data obtainable in laboratory, in the field, through aircraft or spacecraft platforms, a promising tool for identification of mineral components, monitoring of organic matter and soil water contents.

The use of reflectance spectral data for soil characterization is more efficient when based on the knowledge of each component effects on the spectrum, and on the way their association promote deviations of the individual characteristics. In this paper we review some of the research works that have contributed to clarify the spectral characteristics of the reflected light from soils in the visible to medium infrared, measured by different techniques. The objective of this paper is to call attention on the possibilities offered by the spectra analysis and to show the difficulties, imposed by the complex nature of soils, in generalizing procedures applicable to all soil types.

KEY WORDS: soils, reflectance, radiometry, remote sensing

Soil scientists have, since the beginning of the systematic pedological studies, used reflected light in the visible spectrum as a criterion for identifying profiles and horizons. Color is the way in which the human sensors - the eyes - "measure" light reflected from objects in the visible electromagnetic spectrum. We have also learned how to correlate the existence of some soil components (organic matter and iron oxides for example) with soil color. The development of instruments which measure radiant energy in a large range of wavelengths has led several authors to study the reflectivity proper-

ties of soils and to relate them to their physical, chemical and mineralogical characteristics.

Soil reflectance is a cumulative property which derives from the inherent spectral behavior of the combination of mineral, organic and fluid matter which composes soils. Besides the composition itself, the particle size and organization of the different components also play a role in the reflectance properties of soils. This means that soil reflectance spectra can carry dual information: information relating to the soil structure, and information relating to specific components. By examining the shape of reflectance spectra one can extract valuable information on the physico-chemical characteristics of soils. Spectral variations are normally associated with specific absorption phenomena and can be quantified by using different procedures. These identification possibilities make reflectance spectroscopy an important tool for identifying soil composition in the laboratory, in the field, and through satellite imagery.

Efforts have also been made to apply the principles learned from the laboratory and field spectral studies to image analysis. Remotely-sensed satellite data has great potential for providing area estimation of soil classes, soil color, soil moisture and organic matter content. This potential relies on the existence of characteristic spectral differences in the soil scene.

When analyzing multispectral imagery to distinguish different soil types, not only radiometric data must be considered. Geological, topographical, hydrological, vegetation, etc. data must also be used to extract soil information correctly.

The development of soil spectrometry is relatively new and most of the literature on the subject is only about 30 years old, though some early documents were published more than 65 years ago (ÅNGSTRÖM (1925) for example). Since then some very important contributions have been made, and a few comprehensive reviews on the subject have been published. (BAUMGARDNER and STONER, 1982; BAUMGARDNER *et al*, 1985; MYERS, 1983; MULDER 1987). In this paper we try to highlight the basic aspects of soil reflectance, and the relationships

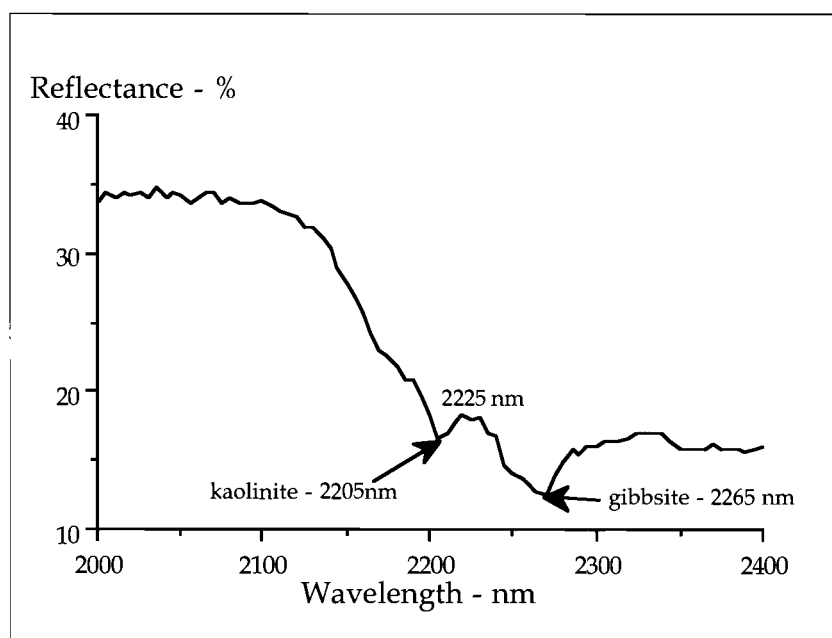
between reflectance spectrum features and soil components, texture and colors.

I - THE INFORMATION CONTENT OF SOIL SPECTRA

Authors who have studied a large number of soil spectra could define a number of characteristic curves representing the main variations of the reflectance curves. OBUKHOV and ORLOV (1964) and CONDIT (1970, 1972) presented three basic curve types for the spectral region of 0.4 to 0.8 μm . STONER and BAUMGARDNER (1981) studying 485 soils in the 0.52 to 2.32 μm wavelength range distinguish five curve types.

Other authors have been able to reduce the dimensionality of the spectral data by applying statistical techniques. These techniques consist in defining a minimum amount of bands which, when combined with key curves (determined by multivariate analysis), reproduce the entire reflectance spectra. PRICE (1990) shows that just four broad bands: 0.93-1.13 μm ; 2.03-2.31 μm ; 0.63-0.74 μm ; and 1.61-1.80 μm and four key curves account for more than 99% of the variability of the 0.55 to 2.32 μm reflectance data of 564 soils. HUETE and ESCADAFAL (1991) also show that with four key bands (410 nm, 900 nm, 610 nm and 540 nm) and four key curves, to which they could relate the biophysical properties of the soils, the spectral (400 to 900 nm) reflectance curves of 46 soils could be reproduced within $\pm 0.17\%$ reflectance. The components found to determine the key curves were organic matter, hematite and goethite.

Figure 1: Diffuse reflectance spectrum (2000 to 2400 nm) of a soil sample with 39% kaolinite and 40% gibbsite. The kaolinite and gibbsite features are shown (From Madeira Netto 1993).



Other soil materials however also leave their marks in the reflectance spectra. Among these are the clay minerals such as kaolinite and montmorillonite; the oxides of aluminum, and titanium, calcite, gypsum etc. Extensive work has been published by HUNT and SALISBURY (1970, 1971, 1971a, 1973) and HUNT *et al* (1971), describing the spectral properties of minerals and rocks, providing a valuable source of information for those interested in the reflectance properties of soils. We will restrict ourselves to the presentation of a limited number of examples of minerals in soils.

II - SPECTRAL DETECTABILITY OF SOME SOIL COMPONENTS

2 - 1 Clay minerals

The clay minerals most frequently found in soils are kaolinite and montmorillonite. Their reflectance spectra have characteristic sharp features in the reflected infrared region, centered at 1400 nm and 2200 nm and are due respectively to the overtones of fundamental OH⁻ stretching mode and to combinations involving OH⁻ stretching and Al-OH bending modes. As montmorillonite also contains bound water, a strong absorption band due to the H₂O is also present at 1400 and 1900 nm (HUNT and SALISBURY, 1970).

Even though the absorption of the two minerals overlaps at 2200 nm, the shape of the bands are quite different. HAUFF *et al* (1990) and KRUSE *et al* (1991) discuss the identification of kaolinite and smectite in materials containing mixed layer minerals and also the possibility of estimating the proportion of kaolinite by considering the asymmetry of the absorption band at 2200 nm.

Kaolinite and gibbsite are common mineral mixtures in tropical soils. The proportions of such minerals in the soils are an important indicator of the degree of weathering, usually employed in soil mapping. MADEIRA NETTO (1993) has shown that spectral data between 2000 and 2300 nm allows clear identification of the occurrence of those two minerals and the determination of the ratio between kaolinite and gibbsite in Brazilian latosols. The procedure applied takes into account the intensities of absorption of kaolinite and gibbsite centered respectively

on 2205 nm and 2265 nm as shown in **figure 1** (MADEIRA NETTO *et al*, 1995).

STONER and BAUMGARDNER (1980) presented averaged soil spectra for four mineralogy classes: kaolinitic, montmorillonitic, gypsic and micaceous. However, the description of the curves take into account aspects that are not always directly related to the intrinsic spectral features of the minerals. Indeed, montmorillonitic soils are characterized by lower reflectance in the visible to 1000 nm wavelength because of higher organic matter content, and kaolinitic soils have a broader absorption band at 900 nm attributed to the iron oxides which are usually associated with these soils.

Landsat Thematic Mapper data has a large band in the OH absorption region, which lies between 2080 and 2350 nm (TM7). This band has been included mainly to allow for the determination of hydrothermal alteration. Successful use of this band, usually combined with TM band 5 (1550 - 1750 nm) as a ratio TM5/TM7 has been reported in the mapping of hydrothermal alterations by several authors (ABRAMS *et al*, 1977; ROWAN *et al*, 1977; ROWAN and KAHLE, 1982; PODWYSOCKI *et al* 1983).

2 - 2 Iron oxides

Goethite (FeOOH) and hematite (Fe₂O₃) are the most frequently occurring ferric iron (Fe³⁺) minerals found in soils. They result from the oxidation of iron present as Fe²⁺ in primary minerals in the soil forming process. The predominance of one or other of these minerals has been related to pedoclimatic factors and the understanding of their occurrence is important in the study of tropical soils (SCHWERTMANN and TAYLOR, 1977; KAMPF and SCHWERTMANN, 1983; CURI and FRANZMEIER, 1984; MACEDO and BRIANT, 1987). Different management practices may also be inferred from the predominance of goethite or hematite (for example, the predominance of the former increases phosphorus absorption).

These iron oxides have different reflectance features in the ultra violet, visible, and near infrared spectra. Some of these features are responsible for their colors: red for hematite and brown-yellow for goethite. The exact position, attribution, and relative intensities of the absorption features have been presented by SHERMAN and WAITE (1985). Some of the transitions are shown in the goethite and hematite spectra in **figure 2**. One of the electronic transitions ($2(6A_1) \rightarrow 2(4T_1)$) is located at 530 nm for hematite and at 480 nm for goethite. This different position is responsible for their characteristic colors (SHERMAN and WAITE, 1985, KOSMAS *et al*, 1984).

KOSMAS *et al* (1984) used the second derivative of the spectral data to define the exact location of the absorption peak of the transition $2(6A_1) \rightarrow 2(4T_1)$ in goethite - hematite mixtures. They

then found a good correlation between this location and the relative proportions of the two minerals.

Numerous studies have shown that it is possible to correlate color parameters extracted from soil reflectance spectra with the iron oxide content of soils. TORRENT *et al* (1980) found a high correlation between a color index determined with the Munsell color notation of hue, chrome and value and the hematite content of soils. Later, TORRENT *et al* (1983) defined another equation based on the CIE chromatic coordinates x, y, Y% which had a better correlation with hematite than the previous one. Finally, BARRON and TORRENT (1986) have optimized this relationship. MADEIRA NETTO (1993) used the color parameters: dominant wavelength, saturation and brightness to define an expression that could also be used to estimate the hematite content of soils.

Recent studies show relationships between indices derived from TM and SPOT bands and iron oxides in soils. FRASIER (1991) has shown the possibility of identifying the prevailing type of iron oxide (goethite or hematite) in arid and semiarid environments by using the TM3/TM1 ratio. This same ratio has been used by OKAMOTO *et al* (1993) to evaluate deposits of red sediments in coral reefs. The authors report a high correlation between the TM3/TM1 ratio and the free iron content in the deposited sediments. The free iron content was less than 1.5%. MADEIRA NETTO (1993) developed a new channel ratio (TM3²/(TM2³*TM1)) which is in close correlation with hematite content of lateritic soils. In the Brazilian savannas this ratio could be used to map cultivated bare soils with different hematite contents.

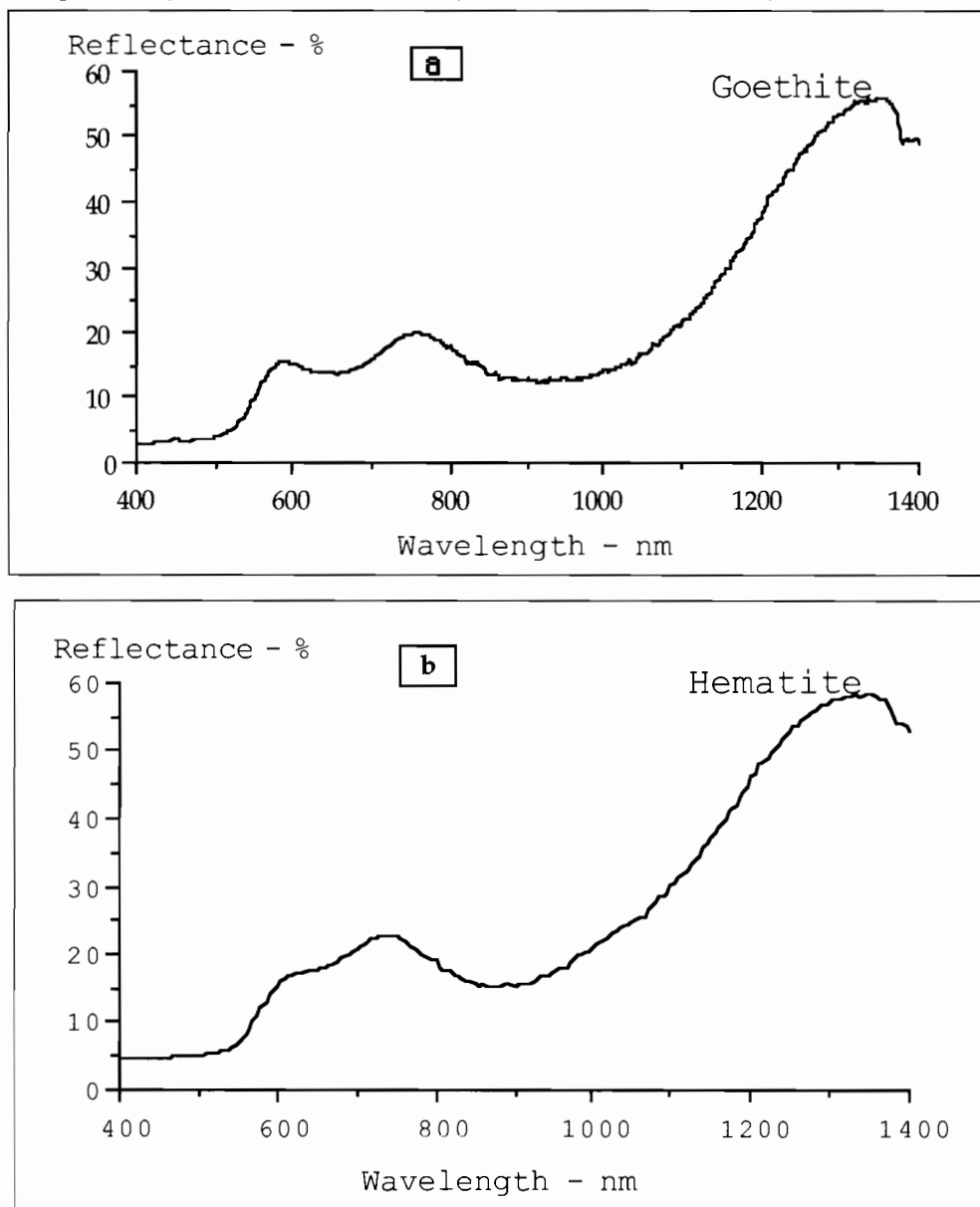
2 - 3 Gibbsite (Al₂O₃.3H₂O)

Soils which have been subject to pronounced alteration, like the oxisols located in the old erosion surfaces, may present a large amount of gibbsite on their compositions. In some cases it may be the most important mineral in the clay fraction.

The spectral features of gibbsite are due to OH⁻ vibrations. FREDERICKSON (1954) has shown the exact location of the stretching and bending mode absorption features. The near and medium infrared spectra contain the stretching harmonic (~ 1550 nm) and the combination of the stretching and bending mode (~ 2300 nm) (HUNT *et al*, 1971) as shown on **figure 3**.

The spectral resolution of LANDSAT and SPOT sensors does not allow for the individualization of clay minerals and gibbsite. However with the development of hyperspectral resolution of new sensors, which is presently available for aircraft and hopefully will shortly be available for spacecraft, this limitation should be overcome.

Figure 2 : Diffuse reflectance spectra of a goëthite (a) and hematite (b). The assignments and position of the bands are indicated (From MADEIRA NETTO, 1993).



2 - 4 Magnetite and ilmenite

Soils derived from mafic materials may have a significant amount of opaque minerals as magnetite and ilmenite. These minerals are inherited from the parent materials and are not products of alteration, and their identification is very helpful in geological and pedological mapping.

The reflectance spectra of these materials are featureless. The reflectance values of their spectra are usually less than 5% in the entire visible to mid infrared range (HUNT *et al*, 1971) The absorption responsible for this opacity has been attributed by STRENS and WOOD (1979) to the charge transfers between the ions $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow O$, and to the intra-ionic transitions in the Fe^{2+} , Fe^{3+} ions. For ilmenite the absorption has been attributed to the $Fe^{2+} \rightarrow O$; $Ti^{4+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ charge transfers and to the intra-ionic transition in the Fe^{2+} ions. The combined

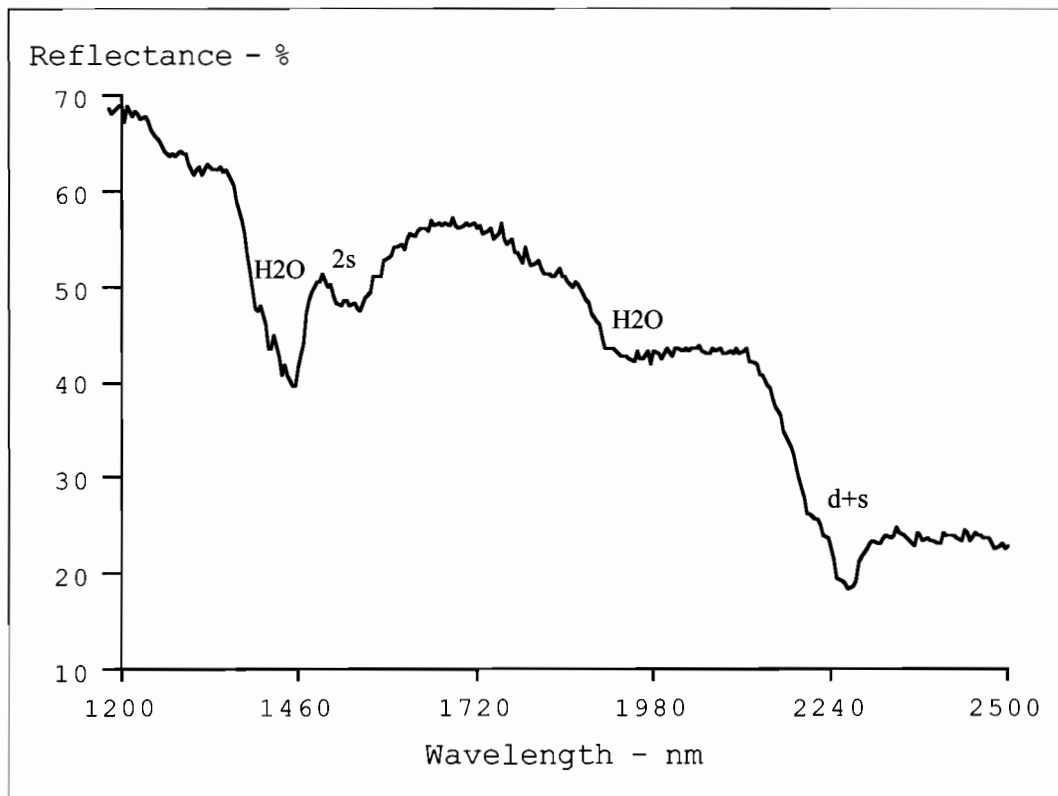
effect of these features is intensified by the iron and titanium metallic absorption bands that extend from the ultraviolet to the visible spectrum (HUNT *et al*, 1971)

2 - 5 Organic matter (OM)

Soil organic matter is a generic term for a complex mixture of carbon compounds with variable physical and chemical characteristics. It is usually classified into three broad categories: humins, fulvic acids (FA), and humic acids (HA). The proportion of these compounds in soils can vary greatly, depending on the formation factors such as climatic conditions, the living organisms that originated them, the composition of the inorganic soil materials etc. (FLAIG *et al*, 1975).

Laboratory spectral data has shown that reflectance characteristics of humic and fulvic acids are very different (OBUKHOV and ORLOV, 1964;

Figure 3: Gibbsite reflectance spectrum showing the harmonic of the stretching mode (2s) at 1550 nm and the stretching and bending mode combination (d+s) at 2265 nm. The features due to the water absorption are also indicated (From MADEIRA NETTO, 1993).



HENDERSON *et al*, 1992). Humic acids have an overall low reflectance due to a multitude of molecular constituents that absorb in the visible spectrum, such as phenolic compounds and their oxidation products, amino acids and their condensation products (FLAIG, *et al*, 1975).

The nature of relationships between organic matter composition and soil reflectance is not well understood. The first direct investigation of organic fraction reflectance was conducted by OBUKHOV and ORLOV (1964), using visible data (400 - 750 nm). Humic acid had extremely low reflectance (< 2%) throughout the entire range, and fulvic acid reflectance reached a maximum of 20% at 750 nm. Since this study, several researchers have attributed reflectance differences among soils with similar organic carbon contents to differences in organic matter composition (SHIELDS *et al*, 1968; KARMONOV and ROZHKOVA, 1972; VINOGRADOV, 1981). However this assumption has not been experimentally determined. HENDERSON *et al* (1992) have fractionated organic matter from soils and obtained reflectance data (400 nm to 2500 nm) from four different soils, but they could not clearly identify the effects of organic matter composition.

A strong relationship between soil color - or visible reflectance - and organic carbon content has long been recognized, with darker soils containing more organic matter than lighter ones (ALEXANDER, 1969; STEINHARDT and FRANZMEIER, 1979).

Oxidation of organic matter in soils with H₂O₂ has shown that the effects of organic matter on soil spectra may be wavelength-dependent and vary according to soil type. BOWERS and HANKS (1965), OBUKHOV and ORLOV (1964) and COURAULT and GIRARD (1988) showed that elimination of OM resulted in an increase in reflectance from # 400 to # 2 500 nm, although beyond 1300 nm the differences become very small. MATHEWS *et al* (1973) destroyed the OM in a soil with a 12.8 % OM content. The reflectance increased in the range of 400 to 1300 nm but decreased slightly in the region from 1500 to 2400 nm. MADEIRA NETTO (1993) shows for three oxisols with different iron oxide contents that the effect of extracting organic matter of reflectance was very different. When the iron content was close to zero, reflectance increased for the entire 400 to 2500 nm spectral range (**figure 4a**). For soils with a high content of iron oxides and no opaque minerals, elimination of organic matter increased the reflectance in the wavelength range below 600 nm and decreased for the rest of the spectra (**figure 4b**). For soils rich in opaque substances (magnetite and ilmenite) the reflectance actually decreased in almost the entire wavelength range after elimination of the organic matter (**figure 4c**).

Numerous laboratory studies have attempted to quantify organic matter from measured soil reflectance data (BOWERS and HANKS, 1965; ORLOV, 1966; STONER and BAUMGARDNER, 1981).

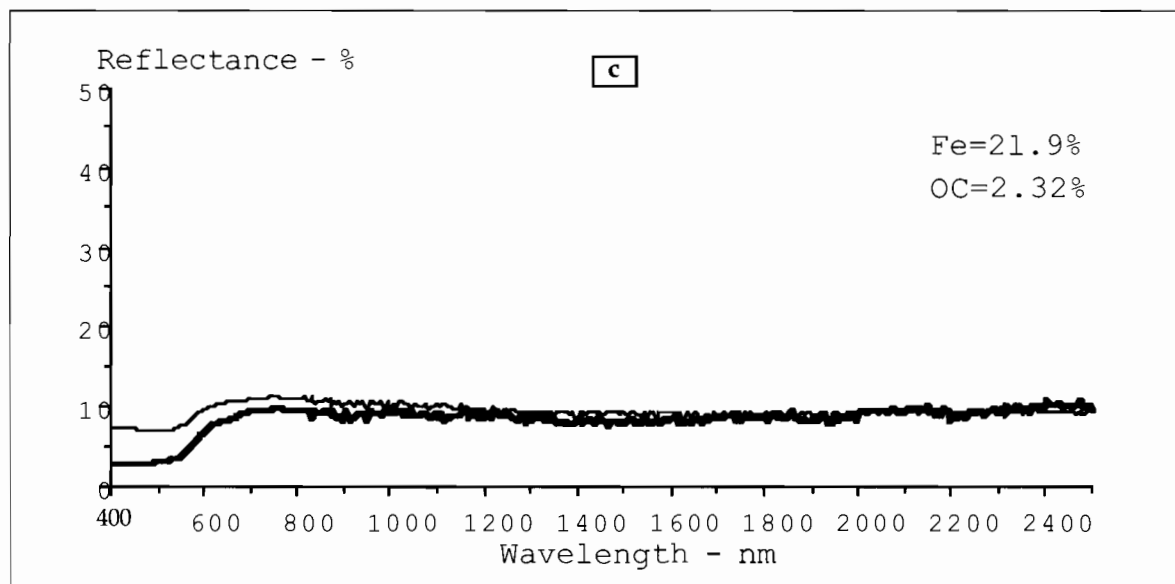
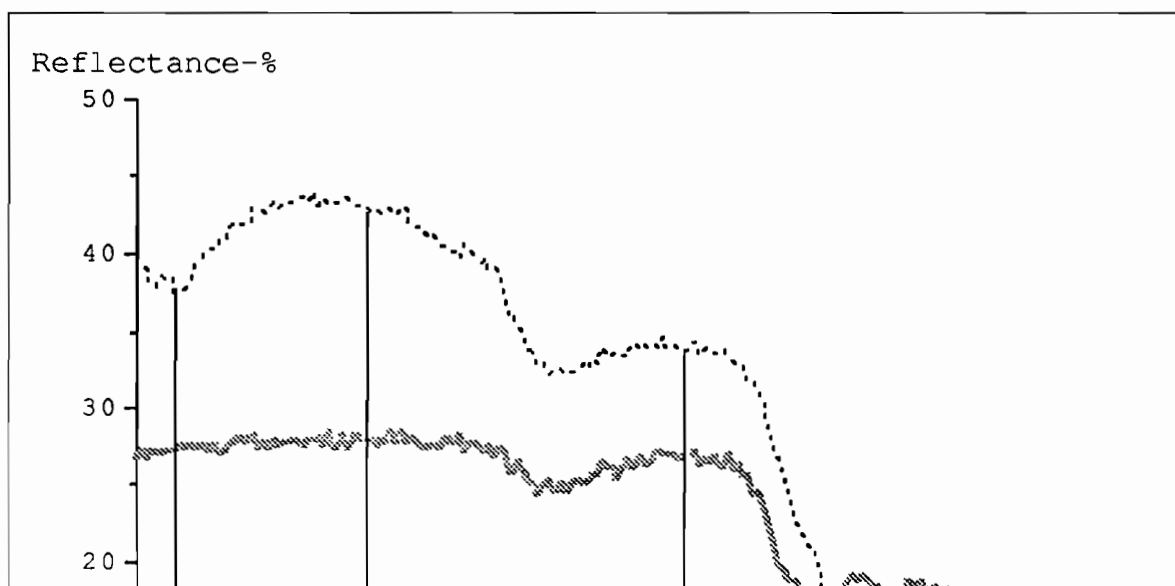
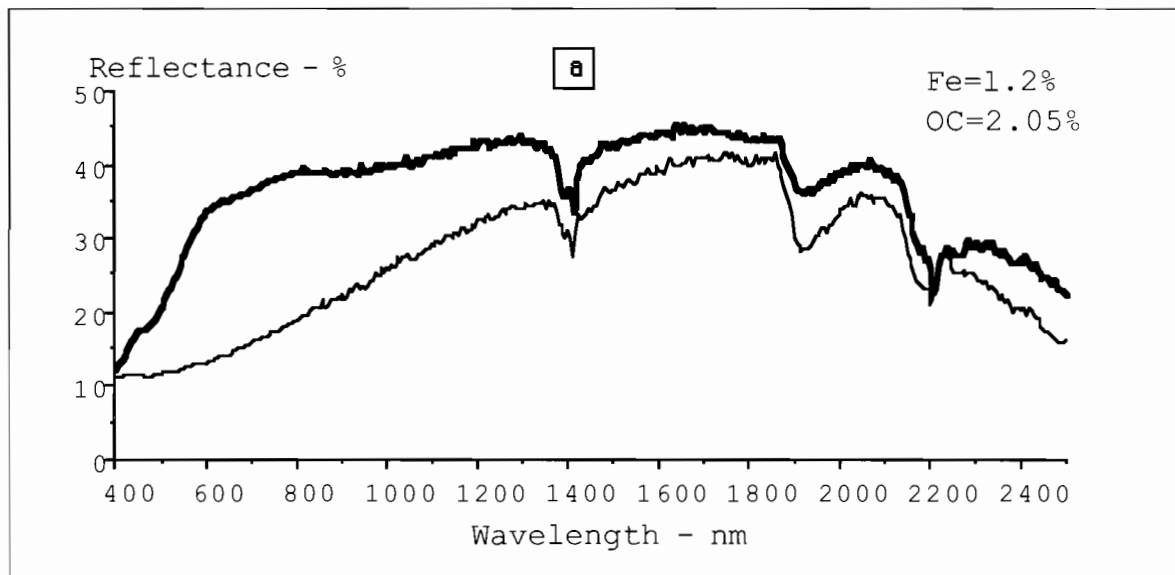


Figure 4: Effect of eliminating OM on reflectance spectra of three oxisols. Bold lines represent spectra of samples with organic matter; plain lines represent spectra of samples after elimination of organic matter. a - Soil sample with very low ($Fe_2O_3 = 1.2\%$) iron oxide content. OC = 2.05%; b - soil sample rich in iron oxides ($Fe_2O_3 = 10.1\%$) and without opaque minerals. OC = 1.84%; c - soil sample rich in iron oxides ($Fe_2O_3 = 21.9\%$) and magnetite. OC = 2.32% (OC : organic carbon content).

FERNANDEZ *et al* (1988) found a high correlation between the soil Munsell value calculated from visible reflectance data and the organic carbon content within a landscape. Other researchers, using soils collected from large geographic areas, had much poorer results (RICKMAN *et al.* 1981; PITTS *et al.*, 1983). Low correlation between reflectance and organic carbon content has been attributed to the complicating effects of texture, moisture and mineralogy. CURRAN *et al* (1990) showed that for OM contents over 3%, an index based on the chromatic coefficients (X, Y, Z) was highly correlated to the OM content, regardless of the composition of the soil mineral fraction. However, for low OM contents the inorganic composition was the most important factor explaining these variations.

HENDERSON *et al* (1992) has shown the potential of high dimensional reflectance data in specific visible, near-infrared, and middle-infrared bands to provide information about soil organic matter content. Reflectance in the visible range (425 to 695 nm) has the highest correlation ($r = 0.991$ or better) with organic carbon content (OC) for soils having the same parent material. However this wavelength range also responds significantly to Fe content which may mask the organic matter response. For soils formed on different parent materials, five middle-infrared bands (1955-1965, 2215, 2265, 2295-2295, and 2315-2495 nm) gave the best correlation ($r = 0.964$ or better) with OC.

A strong negative logarithmic relationship was found between OM content and reflectance in the red wavelength region (FUKUHARA *et al.*, 1979). This fact was exploited by HATANAKA *et al* (1989, 1990) and OKAMOTO *et al* (1990) to map organic matter content in different regions of Japan. This same relationship was used by SHINGYOJI *et al* (1990) to map organic matter depletion of cultivated fields in a region with volcanic ash soils. WILCOX *et al* (1994) also relate the surface organic carbon levels of soils to a selected transformation of TM band ratios. Significant regressions (with r^2 of the order of 0.88 to 0.71) were observed between these parameters for four different locations in USA.

2 - 6 Soil moisture

Soil moisture affects soil reflectance due to the water absorption bands at 760, 970, 1190, 1450 and 1940 nm (CURCIO and PETTY, 1951) and decreases the reflectance values throughout the entire spectra. The absorption bands are overtones and combinations of the three fundamental vibration frequencies of the water molecule.

Already in 1925, ÅNGSTRÖM (1925), explained the reduction of the reflected light with moisture due to total internal reflections in the water film covering the soil particles, which cause a portion of the energy to be reflected not to space but to the soil itself.

The effect of moisture on soil reflectance has been the subject of many studies (BOWERS and HANKS, 1965; SHIELDS *et al.*, 1968; CIERNIEWSKI, 1985; CELIS-CEUSTER 1980; BEDIDI *et al.*, 1992). BOWERS and HANKS (1965) show examples of almost constant overall reflectance decreasing with increasing soil moisture content. However, for soils presenting strong absorption bands like the lateritic soils, BEDIDI *et al* (1992) have shown that the moisture effects depend on wavelength and on the position and intensity of the solid component absorption bands.

Predictions of soil moisture based on the analysis of spectral data has been studied by several authors. The 1940 nm absorption band is the most sensitive to soil water content. BOWERS and SMITH, (1972) report a linear relationship between the intensity of this absorption band and soil water content. Based on near infrared (1100 to 2500 nm) data measured in laboratory for samples from different types of soils, DALAL and HENRY (1986) made predictions of soil moisture by using a multiple correlation (three wavelengths) with absorbencies ($\log(1/R)$, where R = reflectance). They found the three best wavelengths: 1926, 1954 and 2150 nm. The standard error of prediction was only of 0.58%.

YAMAMOTO *et al* (1991) studied the quantitative relations between soil moisture and the visible to near infrared spectra (400 to 1100 nm) of four different types of soils. They found a good correlation (coefficient of determination greater than 0.95) between water content (Vol %) and reflectance. The equations that best fitted the data were of the exponential type. However the wavelength with the best coefficient of determination was dependent on the soil type.

Satellite data have also been used to estimate soil moisture content as reported by Hatanaka *et al* (1995). The differences between the CCT counts of TM band 5 (1550 - 1750 nm) on two dates were proportional to the available water in an area of different soils in northern Japan.

III - PARTICLE SIZE EFFECTS

A general explanation of the effect of the particle size on reflectance has been given by SIMMONS (1972). He presents an equation that shows an inverse relationship between particle size and reflectance. The explanation for this behavior is that finer particle materials have a more even surface with fewer pores to trap incoming light.

Experimental work confirms this theory. BOWERS and HANKS (1965) studying kaolinite and bentonite reflectance and ORLOV (1966) studying soil aggregates have found similar results. There was an exponential relationship between particle size and reflectance. For particles greater than 2 mm in diameter there is practically no variation in reflectance.

ce. ORLOV (1966) proposed the following equation below to explain his results:

$$R = k \cdot 10^{-nd} + R_0$$

Where R is the reflectance ; d is the aggregate diameter, R₀ is the reflectance for the aggregates above which there is no further effect due to particle size, k and n are constants that depend on soil type.

The reflectance of undisturbed soils measured in the field tends to show opposite results to those obtained in the laboratory, i.e. the reflectance for the clay soils is usually lower than for sandy soils. The structure of fine textured soils, in undisturbed conditions, generally presents aggregates of size coarser than sand (MYERS and ALLEN, 1968). ORLOV (1966) studying a Sod- Podzolic soil also concluded that the effect of structure was dominant over that of texture.

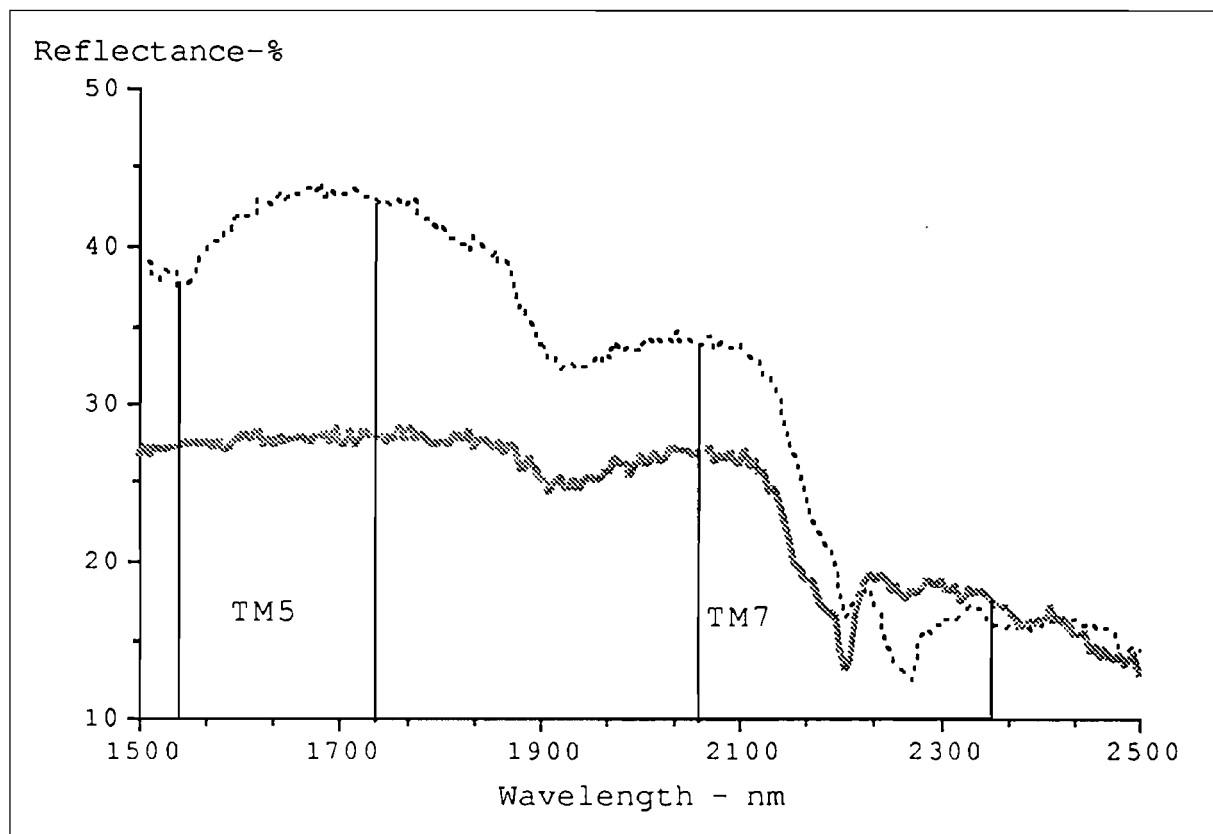
For disturbed soil surfaces (by tillage for example), the surface roughness decreases soil reflectance (STONER and HORVATH, 1971, EPIPHANIO and VITORELLO, 1984). This is due to the shadowing effect created by clods. The measured reflectance depends then not only on the clods characteristics but also on the illumination and viewing geometry. Successful attempts have been made to model roughness effects taking this geometric measurement configuration into consideration

(CIERNIEWSKI, 1984, 1987; ESCADAFAL, 1989; COURAULT *et al*, 1993).

Attempts have been made to find quantitative relationships between reflectance intensities and particle size. LEU (1977) found that reflectance intensities in the spectral ranges of 430 - 470 nm and 510 - 530 nm are correlated to the grain size of beach sands. However, GERBERMAN and NEHER (1979) studying reflectance in the 460 - 860 nm spectral range for clay soil and sand mixtures reported a logarithmic relationship between reflectance intensities and the amount of sand in the mixture.

A different approach was used by MADEIRA NETTO (1993) to determine the texture for latosols. Kaolinite and gibbsite are the main components of the clay-size particles of these soils, and so there is a good correlation between the sum of these components and the clay-size particle content. As kaolinite and gibbsite have spectral features in the TM7 wave range, and in the TM5 band there are no specific features related to the minerals occurring most frequently in latosols, it was possible to use the ratio (TM5 - TM7)/(TM5 + TM7) to estimate the sum of kaolinite and gibbsite content. This same ratio is also well correlated to the clay particle content. **Figure 5**, shows the reflectance spectra (1500 - 2500 nm) of two soils where kaolinite + gibbsite totals and band ratio are 0.82 and 0.33 res-

Figure 5: Examples of diffuse reflectance spectrum (1550 - 2500 nm) for two soils presenting different kaolinite + gibbsite totals, and the ratio of simulated TM bands 5 and 7 (TM5 - TM7)/(TM5 + TM7). Kaolinite + gibbsite totals and band ratio are respectively 0.82 and 0.33 for the sample with darker reflectance curve and 0.12 and 0.015 for the grayish colored reflectance curve.



pectively for the sample with the darker reflectance curve. For the grayish colored reflectance curve the values were 0.12 and 0.015 respectively. A regression analysis of 52 samples showed a significant correlation between the ratio $(TM5 - TM7)/(TM5 + TM7)$ and clay content with an error of less than 5% and a correlation coefficient $r = 0.80$. When applied to a Landsat TM image this ratio was effective in discriminating four soil surface texture classes.

IV - CONCLUSIONS

This paper reviews some of the research results concerning the relationships between soil composition and its spectral properties. An analysis of these results brings some very general conclusions which may be useful for extracting information from soil spectral data:

- Spectral data may be a valuable aid in the study of soil components. Radiometers can be used to collect data in the laboratory, in the field, in aircraft, or in spacecraft. These data are affected by certain soil components which are important for soil classification, cartography, degradation, and management studies.

- Depending on the way the data is acquired (laboratory or satellite, for example), it may contain "undesirable" information about factors other than the one we may want to determine. Surface roughness, moisture, etc. can introduce important modifications in an index sensitive to organic matter determinations, for example. The understanding of such effects is important when defining the accuracy of predictions.

- A universal formula for analyzing the spectral data of all types of soils has yet to be found. The relationships defined between some soil components and spectral characteristics are usually valid for a set of conditions which must be experimentally defined. Much work is still necessary to study the effects of the interactions of different soil components.

- Radiometric data in the visible - mid infrared range refers to the interaction between light and matter of a very narrow soil layer (only a few millimeters). Soil scientists using radiometric data - mainly from satellites - need to understand how the properties of this thin layer relates to entire soil cover to derive valuable pedological information.

REFERENCES

ABRAMS M. J., ASHLEY R. P., ROWAN L. C., GOETZ A. F. H and KAHLE A. B., 1977; Mapping of hydrothermal alteration in the cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0,46 μm to 2, 36 μm . *Geology*, 5, 713-718.

ALEXANDER J. D., 1969; A color chart for organic matter. *Crops Soils*, 21,15-17.

ÅNGSTRÖM D., 1925; The albedo of various surfaces of ground. *Geografiska Ann.*, 7, 323.

BEDIDI A.; CERVELLE B., MADEIRA NETTO J. DA S. and POUGET M., 1992; Moisture effects on visible characteristics of lateritic soils. *Soil Science*, 153, 129-141.

BEDIDI A.; CERVELLE B., 1993; Light scattering by spherical particles with hematite and goethite - like optical properties. Effect of water impregnation. *J. Geophysical Research*, 98, 11941-11952.

BOWERS S. A. and HANKS R. J., 1965; Reflectance of radiant energy from soils. *Soil Sci.*, 100, 130-138.

BOWERS S. A. and SMITH S. J., 1972; Spectrophotometric determination of soil water content. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, 978-980.

BARRON V. and TORRENT J., 1986; Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color. *J. Soil Sci.*, 37, 449-510.

BAUMGARDNER M. F., SILVA LE ROY. F., BIEHL L. and STONER E. R., 1985; Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy*, 38, 1-43.

BAUMGARDNER M. F. and STONER E. R., 1982; Soil mineralogical studies by remote sensing. *Trans. 12th Int. Congr. Soil Sci., New Delhi, India, 8-16 february 1982*, 419-441.

CELIS-CEUSTER A. M., 1980; Ground truth radiometry (Exotech) on bare and overgrown Belgian soils. *Pédologie*, 30, 43-63.

CIERNIEWSKI J., 1984; Influence of surface soil clod structure on spectral response of soil cover. *Proceedings 2nd. Int. Coll. on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Bordeaux, France, September 1983, INRA, Paris*, 141-148.

CIERNIEWSKI J., 1985; Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soils in visible and near-infrared range. *Proceedings 3rd. International colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 December 1985, ESA SP-247*, 429-432.

CIERNIEWSKI J., 1987; A model of soil surface roughness influence on the spectral response of bare soils in the visible and near infrared range. *Remote Sens. Environ.*, 23, 97-115.

CONDIT H. R., 1970; The spectral reflectance of American soils. *Photogramm. Eng.*, 36, 955-966.

CONDIT H. R., 1972; Application of characteristic vector analysis to the spectral energy distribution of daylight and the spectral reflectance of American soils. *Applied Optics*, 11, 74-86.

COURAULT D. and GIRARD M. C., 1988; Relationships between the soils composition and their spectral signature. *Proceedings 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing, Budapest, Hungary 1-15 April 1988*, 178-185.

COURAULT D., BERTUZZI P., GIRARD M.C., 1993; Monitoring surface changes of bare soils due to sla-

king using spectral measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1596-1601.

CURCIO J. A. and PETTY C. C., 1951; The infrared absorption of liquid water. *J. Opt. Soc. Amer.*, 41, 302-304.

CURI N. and FRANZMEIER D. P., 1984; Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1245-1248.

CURRAN P. J., FOODY G. M., KONDRATYEV K. Y., Kozoderov U. V. and Fedchenko P. P., 1990; *Remote sensing of soils and vegetation in the USSR*. Taylor and Francis, London (England), 203 pp.

DALAL R. C. and HENRY R. J., 1986; Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by infrared reflectance spectrometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 120-123.

EPIPHANIO, J. C. N. and Vitorello I., 1984; Interrelationships between view angles (azimuth) and surface moisture and roughness conditions in field measured radiometer reflectance of an oxisol. *Proceedings 3rd. International colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 December 1985*, ESA SP-247, 185-192.

ESCADAFAL R., 1989; Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection. Applications: Exemple de la région de Tataouine (Tunisie). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 317 p.

FERNANDEZ R. N., SCHULZE D. G., COFFIN D. L. and VAN SCOYOC G. E., 1988; Color, organic matter, and pesticide adsorption relationships in a soil landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1023-1026.

FLAIG W., BEUTELSPACHER H. and RIETZ E., 1975; Chemical composition and physical properties of humic substances. In *Soil components vol. 1: Organic components*, edited by J. E. Gieseking (Springer-Verlag, New York), 1-211.

FRASER S. J., 1991; Discrimination and identification of iron oxides using satellite Thematic Mapper data: A Newman case study. *Int. J. Remote Sensing*, 12, 635-641.

FREDERICKSON L. D., Jr, 1954; Characterization of hydrated aluminas by infrared spectroscopy: Application to study of bauxite ores. *Analytical Chemistry*, 26, 1883-1885.

FUKUHARA M., HAYASHI S., YASUDA Y., ASANUMA I., EMORI Y., IISAKA J., 1979; Extraction of soil information from vegetated area. *Proceedings 5th Purdue Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data. West Lafayette, Indiana, USA, 1979*, 242-249.

GERBERMAN A. H. and D. D. NEHER, 1979; Reflectance of varying mixtures of a clay soil and sand. *Photogram. Eng. and Remote Sens.*, 45, 1145 - 1151.

HATANAKA T., SHIOZAKI H., FUKUHARA M., Miyaji N. and Saito G., 1989; Estimation of orga-

nic matter contents of upland soils with Landsat TM data. *Jpn. J. Soil Sci. Plant Nutr.*, 60, 426-431. (In Japanese with English abstract)

HATANAKA, T., NISHIZUME A., SHIOZAKI H., FUKUHARA M., MIYAJI N. and SAITO G., 1990; Estimation and mapping of organic matter content of upland soil with a Landsat Thematic Mapper data. *Proceedings 14th. International congress of Soil Science. Kyoto, Japan, 12-18 August 1990, vol V*, 511-512.

HATANAKA, T., NISHIZUME A., NIRA R., and FUKUHARA M., 1995; Estimation of available moisture holding capacity of upland soils using Landsat TM data. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 41, 577-586..

HAUFF P. L., KRUSE F. A. and THIRY M., 1990; Spectral identification and characterization of kaolinite/smectite clays in weathering environments. *Proceedings 5th. Australasian remote sensing conference. Perth, Australia, 8-12 October 1990*, 898-905.

HENDERSON, T. L., BAUMGARDNER M. F., FRANZMEIER D. P., SCOTT D. E. and COSTER D. C., 1992; High dimensional reflectance analysis of soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 865-872.

HUETE A. R. and ESCADAFAL R., 1991; Assessment of biophysical soil properties through spectral decomposition techniques. *Remote Sens. Environ.* 35, 149-159.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1970 ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate minerals . *Modern Geology*, 1, 283-300.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1971 ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates . *Modern Geology*, 2, 23-30.

HUNT G. R., SALISBURY G. W. and LENHOFF C. J., 1971 ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1971a ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV. Sulphides and sulphates . *Modern Geology*, 3, 1-14.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1973 ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicates. *Modern Geology*, 4, 85-106.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1976 ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XI. Sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5, 211-217.

HUNT G. R. and SALISBURY G. W., 1976a ; Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XII. Metamorphic rocks. *Modern Geology*, 5, 219-228.

KAMPF N. and SCHWERTMANN U., 1983; Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of Kaolinitic soils. *Geoderma*, 29, 27-39.

KARMANOV, I. I. and ROZHKOV V. A., 1972; Experimental determination of quantitative relationships between the color characteristics of soils

and soil constituents. *Sov. Soil Sci. (Eng. Trans.)*, 4, 666-674.

KOSMAS C. S., Cury N., BRYANT R. B. and FRANZMEIER D. P., 1984; Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 401-405.

KRUSE, F. A., THIRY M. and HAUFF P. L., 1991; Spectral identification (1,2 - 2,5 μm) and characterization of Paris Basin kaolinite/smectite clays using a field spectrometer. *Proceedings of 5th International Colloquium - Physical Measurements and signatures in Remote Sensing. Courchevel, France, 14-21 Janvier 1991*, ESA SP-, 181-184.

LEU D. J., 1977; Visible and near infrared reflectance of beach sands: a study on the spectral reflectance/grain size relationship. *Remote Sens. of Environ.* 6, 169-182

MACEDO J. and BRYANT R. B., 1987; Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 690-698.

MADEIRA NETTO J. da S., 1993 ; Étude quantitative des relations constituants minéralogiques - réflectance diffuse des latosols brésiliens. Applications à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (région de Brasília). Éditions de l'ORSTOM, Paris, 236 p.

MATHEWS H.L., CUNNINGHAM R. L. and PETERSEN G. W., 1973; Spectral reflectance of selected Pennsylvania soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37, 421-424.

MYERS V. I., 1983; Remote sensing applications in agriculture. In *Manual of Remote Sensing*, edited by Colwell, R. N., (American Society of Photogrammetry, Virginia) 2nd. edition, volume II, Chapter 13, 2111 - 2228.

MYERS V. I. and ALLEN W. A., 1968; Electrooptical remote sensing methods as nondestructive testing and measuring techniques in agriculture. *Appl. Opt.*, 7, 1818-1838.

MULDERS, M.A., 1987; *Remote sensing in soil science*. Elsevier Sci. Publishers. Netherlands, 379 pp.

OBUKHOV A. I. and ORLOV D. S., 1964 ; Spectral reflectivity of the major soil groups and possibility of using diffuse reflection in soil investigations. *Soviet Soil Sci. (Eng. Trans.)*, 1, 174-184.

OKAMOTO K., FUKUHARA M. and HATANAKA T., 1990; Mapping method of soil organic matter content of Obhiro area using Landsat TM data. *J. Jpn. Sci. Photogrammetry and Remote Sensing*. 29, 45-52. (in Japanese with English abstract).

OKAMOTO K., YAMADA I., IMAGAWA T. and FUKUHARA M., 1993; Landsat TM monitoring of red soil outflow into a coral reef. In *Satellite remote sensing of the oceanic environment* edited by I. S. F. Jones, Y. Sugimori and R. W. Stewart (Seibutsu Kenkyusha, Tokyo, Japan), 451-457.

ORLOV D.S., 1966 ; Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity. *Science Papers of High School Biology*, 4, 206-210.

PITTS, M. J., HUMMEL J. W. and BUTLER B.J., 1983; Sensors utilizing light reflection to measure soil organic matter. *ASAE Paper*. n° 83-1011. ASAE, St. Joseph, MI.

PODWYSOCKI M. H., SEGAL D. B. and ABRAMS M. J., 1983 ; Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*, 78, 675-687.

PRICE J. C., 1990 ; On the information content of soil reflectance spectra. *Remote Sens. Environ.*, 33, 113-121.

RICKMAN, J.L., HUMMEL J. W. and BUTLER B. J., 1981; Improved soil organic matter sensor with micro processor control. *ASAE Pap.* n° 81-1012. ASAE, St. Joseph, MI.

ROWAN L. C., GOETZ A. F. H. and ASHLEY R. P., 1977; Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near-infrared multispectral images. *Geophysics*, 42, 522-535.

ROWAN L. C. and KAHLE A. B., 1982; Evaluation of 0,46 to 2,36 micrometer multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, 77, 441-452.

SCHWERTMANN U. and TAYLOR R. M., 1977; Iron oxides. In *Minerals in soils environments* edited by J. B. Dixon and S. B. Weed (Soil Sci. Soc. Am., USA.), 145-180.

SHERMAN D. M. and WAITE T. D., 1985 ; Electronic spectra of Fe³⁺ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *American Mineralogist*, 70, 1262-1269.

SHIELDS J. A., PAUL E. A., ST ARNAUD R. J., HEAD W. K., 1968; Spectrophotometric measurements of soil color and its relation to moisture and organic matter. *Can. J. Soil Sci.*, 48, 271-280.

SHINGYOJI T., WATANABE H. and Fukuhara M., 1990; Landsat TM data analysis of the topsoil organic matter degradation caused by deep tillage practices. *Bull. Chiba Agric. Exp. Stn.* 31, 1-8. (in Japanese with an English abstract)

STEINHARDT, G. C. and FRANZMEIER D. P., 1979. Comparison of organic matter content with soil color for silt loam soils of Indiana. *Com. Soil Sci. Plant Anal.* 10, 1271-1277.

SIMMONS E. L., 1972 ; Relation of the diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters. *Optica Acta*, 19, 845-851.

STONER E. R., and BAUMGARDNER M. F., 1981 ; Characteristics variations in reflectance of surface soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45,1161-1165.

STONER E. R., and BAUMGARDNER M. F., 1980 ; Physicochemical, site, and bidirectional reflectance

factor characteristics of uniformly moist soils. *LARS, West Lafayette, Indiana, USA*, (Technical Report 111679).

STONER E. R. and HORVATH H., 1971 ; The effect of cultural practices on multispectral response from surface soil; *Proceedings 7th. International Symposium. of Remote Sensing. of Environment, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, Michigan*, Vol. 3, p. 2109-2113.

STRENS R. G. J. and WOOD B. J., 1979 ; Diffuse reflectance spectra and optical properties of some iron and titanium oxides and oxihydroxides. *Mineralogical Magazine*, 43, 347-354.

TORRENT J., SCHWERTMANN U. and SCHULZE D. G., 1980 ; Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 23, 191-208.

TORRENT J., SCHWERTMANN U. , FETCHER H. and ALFEREZ F., 1983 ; Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, 136, 354-358.

VINOGRADOV B. V., 1981 ; Remote sensing of the humus content of soils. *Sov. Soil Sci.* 13, 103-113. (Engl. transl.)

WILCOX C. H., FRAZIER B. E. and BALL S. T., 1994 ; Relationship between soil organic carbon and Landsat TM data in eastern Washington. *Photogram. Eng. and Remote Sens.*, 60, 777 - 781

YAMAMOTO H., HONJO H. and WAKYIAMA Y., 1991. Estimation of surface soil water content in Kyushu by spectral characteristics. *J. Agr. Met.* 46, 223-227 (in Japanese with English abstract).

PROPRIÉTÉS DE LA RÉFLECTANCE SPECTRALE DES SOLS

José da Silva MADEIRA NETTO

La réflectance des sols est une propriété cumulative qui résulte de la combinaison des caractéristiques spectrales propres de leurs composants minéraux, organiques et liquides. En plus de la composition chimique elle-même, la dimension des particules et l'organisation des composants jouent également un rôle important dans la réflectance des sols. Les spectres de réflectance des sols peuvent ainsi apporter une double information : l'une relative au processus de formation des sols et l'autre relative à leurs composants spécifiques. En analysant les formes des spectres de réflectance, on peut ainsi extraire des informations pertinentes sur les caractéristiques physico-chimiques des sols. Les variations spectrales sont généralement associées à des bandes spécifiques d'absorption et peuvent être quantifiées en utilisant différentes procédures. Ces possibilités d'identification, font de la spectroscopie de la réflectance, un outil important pour étudier la composition des sols au laboratoire, sur le terrain et à partir d'images satellitaires.

La diversité des courbes de réflectance des sols peut se résumer par quelques courbes caractéristiques de leurs principaux constituants. La dimension des données spectrales peut également être réduite en appliquant des techniques statistiques. Cela revient à définir le nombre minimum de bandes spectrales nécessaires pour reproduire le spectre complet de réflectance lorsqu'elles sont utilisées conjointement avec des courbes-clés (déterminé à l'aide d'une analyse multi-variables). Ces courbes-clés sont influencées par un certain nombre de composants tels que la matière organique, l'hématite et la goethite.

Les argiles rencontrées le plus fréquemment dans les sols - kaolinite et montmorillonite - possèdent d'étroites bandes d'absorption caractéristiques dans le domaine de l'infrarouge réfléchi, centrées sur 1400 nm et 2200 nm. Comme la montmorillonite possède également de l'eau liée, elle présente également une intense bande d'absorption due à H_2O à 1900 nm. Bien que les spectres d'absorption de ces deux minéraux se recouvrent à 2200 nm, la forme des bandes d'absorption est relativement différente. C'est pourquoi, Landsat Thematic Mapper possède une bande large dans le domaine correspondant à l'absorption de l'ion OH^- entre 2080 et

2350 nm (TM7) qui a été installée principalement pour détecter les altérations hydrothermales.

La goethite ($FeOOH$) et l'hématite (Fe_2O_3) sont les minéraux ferriques (Fe^{3+}) rencontrés le plus fréquemment dans les sols. La prédominance de l'un ou l'autre de ces minéraux a été mise en relation avec des facteurs pédoclimatiques et joue un rôle important dans les systèmes de classification. Ces oxydes de fer ont des formes de spectres de réflectance différentes dans l'ultraviolet, le visible et le proche-infrarouge. Certaines des transitions électroniques responsables de ces différences, sont montrées sur les spectres de réflectance de la goethite et de l'hématite présentés sur la **figure 2**. La transition située à 530 nm pour l'hématite et à 480 nm pour la goethite est responsable de leurs couleurs caractéristiques : rouge pour l'hématite et brun-jaune pour la goethite. Un certain nombre d'études a ainsi permis de montrer la possibilité de corréler les paramètres de couleur, extraits des spectres de réflectance, avec la teneur en fer des sols.

Des indices dérivés des bandes de TM de Landsat et de SPOT ont été corrélés à la teneur en oxydes de fer des sols. Le type dominant d'oxydes de fer (goethite ou hématite) peut ainsi être estimé dans les environnements aride et semi-aride en utilisant le rapport des bandes de Thematic Mapper (TM_3/TM_1). Un rapport intercanaux ($TM_{32}/(TM_{23}*TM_1)$) est étroitement corrélé à la teneur en hématite des sols latéritiques. Dans les savanes brésiliennes, ce rapport a été utilisé pour cartographier les sols nus cultivés avec différentes teneurs en hématite.

La gibbsite ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) est souvent un composant important des sols tropicaux fortement altérés, et sa proportion dans la fraction argileuse est un moyen utile pour discriminer les classes de sols. Les bandes d'absorption de la gibbsite sont dues aux vibrations de l'ion OH^- . Dans le proche et le moyen infrarouge, se trouvent les harmoniques correspondant aux mouvements d'étirement (~ 550 nm) et à la combinaison des modes d'étirement et de rotation (~ 2300 nm) comme cela est montré sur la **figure 3**. L'intensité de cette dernière bande d'absorption a été montrée comme étant proportionnelle à la concentration en gibbsite dans les latosols.

Les sols dérivés des matériaux mafiques peuvent contenir une quantité significative de matériaux opaques tels que la magnétite et l'ilmenite. L'absorption responsable de cette opacité a été attribuée aux transferts de charges entre les ions $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow O$, et aux transitions intra-ioniques dans les ions Fe^{2+} , Fe^{3+} . Pour l'ilmenite l'absorption a été attribuée aux transferts de charge $Fe^{2+} \rightarrow O$; $Ti^{4+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ et aux transitions intra-ioniques dans les ions Fe^{2+} . Les sols avec de fortes quantités de ces minéraux possèdent un "applatissage" caractéristique des courbes de réflectance.

La matière organique (OM) des sols, terme général désignant un mélange complexe de composés carbonés avec des caractéristiques physico-chimiques très variables, est généralement classée en trois grandes catégories : humines, acides fulviques (FA) et acides humiques (HA). Les acides humiques ont une réflectance très faible (< 2 %) dans le visible, tandis que les acides fulviques peuvent avoir une réflectance maximum qui atteint 20 % à 750 nm. L'oxydation de la matière organique du sol par un traitement par H_2O_2 a montré que l'effet de la matière organique sur les spectres des sols, dépend de la longueur d'onde et varie d'un sol à l'autre, comme le montre la **figure 4**. Pour des teneurs en fer proches de zéro, la réflectance augmente sur l'ensemble du domaine spectral de 400 à 2500 nm (**figure 4a**). Pour les sols avec une teneur élevée en oxydes de fer mais sans minéraux opaques, l'élimination de la matière organique diminue la réflectance pour les longueurs d'ondes inférieures à 600 nm et l'accroît pour les plus grandes longueurs d'ondes (**figure 4b**). Pour les sols riches en substances opaques (magnétite et ilmenite), la réflectance décroît pratiquement dans l'ensemble du domaine de longueurs d'ondes après l'élimination de la matière organique (**figure 4c**). Une relation étroite entre la couleur du sol ou sa réflectance dans le visible et la teneur en carbone organique est connue depuis longtemps avec les sols foncés qui contiennent plus de matière organique que les sols clairs.

Une étroite relation logarithmique négative a été trouvée entre la teneur en matière organique et la réflectance dans le domaine du rouge. Cette relation a été exploitée pour cartographier la teneur en matière organique du sol et l'épuisement des sols en matière organique dans les zones cultivées à partir d'images satellitaires.

L'humidité affecte la réflectance du sol en raison des bandes d'absorption à : 760, 970, 1190, 1450 et 1940 nm. Elle a pour effet une diminution des valeurs de la réflectance sur l'ensemble du spectre. Des courbes de réflectance pratiquement homothétiques peuvent être observées pour des sols qui ne présentent pas de bandes d'absorption prononcées, elles montrent une décroissance de la réflectance avec l'accroissement de l'humidité. Pour les sols qui présentent de fortes bandes d'absorption

comme les sols latéritiques, l'effet de l'humidité dépend de la longueur d'onde. Dans ce cas, la position et l'intensité des bandes d'absorption de la phase solide, sont les facteurs dominants. Il est ainsi possible d'estimer l'humidité du sol à partir de données spectrales. La bande d'absorption à 1940 nm est la plus sensible à la teneur en eau du sol. Cependant, des données satellitaires ont également été utilisées pour estimer l'humidité du sol en dehors de cette bande spectrale.

La taille des particules et la réflectance sont liées par une relation logarithmique inverse parce que les particules les plus fines tendent à présenter une surface plus uniforme avec moins de pores pour piéger le rayonnement incident. Cependant, la réflectance de sols non perturbés, mesurée sur le terrain, tend à présenter un résultat inverse car la taille des agrégats des sols argileux est généralement plus grossière que celle des particules sableuses.

Des relations quantitatives entre l'intensité de la réflectance et la taille des particules ont été recherchées à travers différentes approches. Ainsi, pour certains types de sols latéritiques, le rapport $(TM5 - TM7)/(TM5 + TM7)$ montre une bonne corrélation avec la somme des teneurs en gibbsite et en kaolinite (**figure 5**). Ces deux minéraux constituent la quasi totalité des particules de la fraction argileuse des sols latéritiques.

Pour les sols travaillés (labour par exemple) la rugosité de la surface induit une importante réduction de la réflectance. Cela est dû à l'effet d'ombre des mottes qui dépend non seulement des caractéristiques des mottes mais aussi de la géométrie de l'éclairage et de la visée. Des modélisations ont permis de rendre compte avec succès des effets de la rugosité de surface.

RÉFÉRENCES

Voir texte en anglais.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Spectre de réflectance diffuse (2000 à 2400 nm) d'un échantillon de sol contenant 39% de kaolinite et 40% de gibbsite. Les zones de kaolinite et de gibbsite sont représentées (d'après MADEIRA NETTO 1993).

Figure 2 : Spectre de réflectance diffuse de a) g  thite et b) h  matite. Les attributions et positions des bandes sont indiqu  es. (D'apr  s MADEIRA NETTO, 1993).

Figure 3 : Spectre de réflectance de gibbsite montrant l'harmonique du mode d'  longation (2s)    1550 nm et la combinaison des modes d'  longation et de flexion (d+s)    2265 nm. Les particularit  s

résultant de l'absorption par l'eau sont également indiquées (D'après MADEIRA NETTO, 1993).

Figure 4 : L'effet de l'élimination de la matière organique sur les spectres de réflectance de trois oxysoils. Les traits gras représentent les spectres des échantillons contenant de la matière organique alors que les traits normaux représentent les spectres des échantillons après élimination de la matière organique. (a) échantillon de sol avec très faible teneur en oxydes de fer ($Fe_2O_3 = 1.2 \%$), teneur en carbone organique (CO) = 2.05 % ; (b) échantillon de sol avec forte teneur en oxydes de fer ($Fe_2O_3 = 10.1\%$) et sans minéraux opaques, CO = 1.84 % ; (c) échantillon de sol avec forte

teneur en oxydes de fer ($Fe_2O_3 = 21.9 \%$) et magnétite, CO = 2.32 %. (D'après MADEIRA NETTO, 1993).

Figure 5 : Exemples de spectres de réflectance diffuse (1550 - 2500 nm) pour deux sols présentant différents taux de kaolinite + gibbsite, ainsi que le rapport entre bandes TM 5 et 7 simulées $(TM5 - TM7)/(TM5 + TM7)$. Les taux de kaolinite + gibbsite et le rapport de bande pour l'échantillon avec la courbe de réflectance plus sombre sont respectivement de 0,82 et 0,33, tandis que pour la courbe de réflectance grisâtre, ceux-ci sont respectivement de 0,12 et 0,015 (D'après MADEIRA NETTO, 1993).

PROPIEDADES DE LA REFLECTANCIA ESPECTRAL DE LOS SUELOS

José da Silva MADEIRA NETTO

La reflectancia de los suelos es una propiedad acumulativa que deriva del comportamiento espectral del conjunto de los constituyentes minerales, orgánicos y líquidos que componen los suelos. Además de la composición misma, el tamaño de las partículas y la organización de los constituyentes representan influyen también en las propiedades de reflectancia de los suelos. Así, a través de los espectros de reflectancia se puede tener una doble información : una en relación con los procesos de formación y otra en relación con los constituyentes específicos de los suelos. El análisis de los distintos modelos observados en los espectros de reflectancia permite tener una información pertinente de las características físico-químicas de los suelos. Las variaciones espectrales, generalmente ligadas a fenómenos de absorción específica, pueden ser cuantificadas utilizando diferentes procedimientos. Estas posibilidades de identificación hacen de la espectroscopía de reflectancia una importante herramienta para el estudio de la composición de los suelos, en el laboratorio, en el terreno y a través de las imágenes satelitales.

La diversidad de las curvas de reflectancia puede resumirse en algunas curvas características de los principales constituyentes del suelo. La simplificación de los datos espectrales se obtiene también aplicando técnicas estadísticas. Esto consiste en definir el número mínimo de bandas tal que, utilizadas conjuntamente con las curvas-patrones determinadas por análisis multivariable, puedan reproducir el conjunto del espectro de reflectancia. Estas curvas-patrones son influenciadas por algunos componentes del suelo tales como la materia orgánica, la hematita o la goetita.

Los espectros de los minerales arcillosos más frecuentemente encontrados en los suelos - caolinita y montmorillonita - tienen formas características en el infrarrojo, entre 1400 y 2200 nm. En cuanto a la montmorillonita, la presencia de agua ligada, determina a 1900 nm una banda de absorción fuerte, que se debe al H₂O. A pesar de la superposición de las curvas a 2200 nm, la forma de dichas curvas es totalmente distinta. El sensor Thematic Mapper tiene una amplia banda en la zona de absorción de los OH⁻ (entre 2080 y 2350 nm). Se retuvo esta banda para permitir la determinación de las alteraciones hidrotermales.

La goetita (FeOOH) y la hematita (Fe₂O₃) son los minerales férricos (Fe³⁺) más frecuentes en los suelos. El predominio de uno u otro de estos minerales se relaciona con los factores pedoclimáticos y representa un papel importante en los sistemas de clasificación. Estos óxidos de hierro tienen distintas espectros de reflectancia en el ultravioleta, el visible y el infrarrojo cercano. Algunas de las transiciones electrónicas responsables de las diferencias espectrales entre hematita y goetita se presentan en la **figura 2**. La transición, ubicada a 530 nm para la hematita y a 480 para la goetita, es responsable de sus colores característicos: rojo para la hematita y pardo-amarillo para la goetita. A través de numerosos estudios, se ha mostrado que es posible establecer correlaciones entre los parámetros color, extraídos de los espectros de reflectancia, y del contenido en óxidos de hierro de los suelos.

Los índices derivados de las bandas TM y SPOT se correlacionan a los óxidos de hierro presentes en los suelos. El tipo de óxido de hierro dominante (goetita y hematita) se puede estimar en los medios áridos y semi-áridos utilizando la relación entre las bandas Thematic Mapper (TM3/TM1). Una relación que combina los tres canales TM del visible (TM3²/TM1*TM2³) está estrechamente relacionada con el tenor en hematita de los suelos lateríticos. En las sabanas brasileñas, se utilizó esta relación para cartografiar los suelos desnudos con diferentes tenores en hematita.

A menudo, la gibbsita (Al₂O₃ 3H₂O) es un constituyente importante de los suelos tropicales fuertemente meteorizados y su proporción en la fracción arcillosa contribuye a la discriminación de las clases de suelo. Las características espectrales de la gibbsita se deben a las vibraciones del ion hidróxilo (OH⁻). **La figura 3** muestra la ubicación, en el infra-rojo cercano y medio, del armónico de estiramiento (~1550 nm) y de la combinación estiramiento-rotación (~2300 nm). Se mostró que la intensidad de esta última absorción es proporcional a la concentración en gibbsita en los latosuelos.

Los suelos derivados de materiales máficos pueden tener una cantidad significativa de minerales opacos como la magnetita y la ilmenita. La absorción responsable de esta opacidad se atribuye a las transferencias de cargas entre los iones

$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow O$, y a las transiciones intra-iónicas en los iones Fe^{2+} , Fe^{3+} . Para la ilmenita, la absorción se atribuye a las transferencias de carga entre $Fe^{2+} \rightarrow O$; $Ti^{4+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$ y a las transiciones intra-iónicas en los iones Fe^{2+} . Los suelos que contienen una cantidad importante de estos minerales presentan un aplanamiento característico de las curvas de reflectancia.

La materia orgánica de los suelos (OM), término general para designar una mezcla compleja de compuestos carbónicos con características fisicoquímicas muy variables, se clasifica generalmente en tres grandes categorías: las huminas, los ácidos fúlvicos (FA) y los ácidos húmicos (HA). Los ácidos húmicos tienen reflectancias muy débiles (<2%) en la parte visible del espectro, mientras que los ácidos fúlvicos pueden alcanzar un máximo de 20% de reflectancia a 750 nm. La oxidación de la materia orgánica por los tratamientos con agua oxigenada H_2O_2 , muestra que los efectos de esta materia orgánica sobre el espectro de los suelos puede depender de la longitud de onda y varía de un suelo a otro, como lo muestra la **figura 4**. Para los contenidos en hierro próximos a cero, la reflectancia aumenta sobre el conjunto del espectro, de 400 a 2500 nm (**figura 4a**). Para los suelos con contenidos elevados en óxidos de hierro pero sin minerales opacos, la eliminación de la materia orgánica provoca una disminución de la reflectancia para las longitudes de onda inferiores a 600nm y un aumento de esta reflectancia para el resto del espectro (**figura 4b**). Para los suelos ricos en sustancias opacas (magnetita e ilmenita), la reflectancia decrece efectivamente en casi la totalidad del espectro después de la eliminación de la materia orgánica (**figura 4c**). Una estrecha relación entre el color del suelo, es decir la reflectancia en el visible, y el contenido de carbono orgánico se ha puesto de manifiesto desde hace largo tiempo con los suelos oscuros que contienen más materia orgánica que los suelos más claros.

Se ha encontrado una estrecha relación logarítmica negativa entre el contenido en materia orgánica y la reflectancia en las longitudes de onda del rojo. Este hecho ha sido aprovechado para cartografiar el contenido en materia orgánica de los suelos y el agotamiento en materia orgánica utilizando imágenes satelitales.

La humedad afecta la reflectancia de los suelos debido a las bandas de absorción a 760, 970, 1190, 1450 y 1940 nm. Esto tiene por efecto una disminución de los valores de reflectancia sobre el conjunto del espectro. Las curvas son sensiblemente homotéticas, sin bandas de absorción particularmente marcadas, y decrecen cuando la humedad de los suelos aumenta. En cuanto a los suelos que presentan importantes bandas de absorción, como es el

caso de los suelos lateríticos, los efectos de la humedad dependen de la longitud de onda. Los factores determinantes son, entonces, la posición y la intensidad de las bandas de absorción de la fase sólida.

Es posible estimar la humedad de los suelos a partir de datos espectrales. La banda de absorción a 1940 nm es la más sensible a la cantidad de agua contenida en los suelos. Igualmente, los datos satelitales han sido utilizados para la estimación de la humedad de los suelos.

El tamaño de las partículas y la reflectancia presentan una relación de tipo logarítmico inversa, y a que las partículas más finas presentan una superficie más uniforme con menos poros para captar la luz incidente. Sin embargo, la reflectancia de los suelos no perturbados medida en el terreno, tiende a mostrar resultados inversos, pues el tamaño de los conglomerados en los suelos arcillosos es generalmente más grosero que el de las partículas arenosas.

Las relaciones cuantitativas entre la intensidad de la reflectancia y el tamaño de las partículas han sido investigadas a través de enfoques diferentes. Así, para ciertos tipos de suelos lateríticos, la relación $(TM5 - TM7)/(TM5 + TM7)$ presenta una buena correlación con la suma gibbsita + caolinita (**figura 5**). Estos dos minerales constituyen la casi totalidad de la fracción arcillosa de los suelos lateríticos.

Para los suelos perturbados, por ejemplo por la labranza, la rugosidad de la superficie da lugar a una disminución de la reflectancia. Esto se debe a los efectos de sombra creados por los terrones; la reflectancia depende no sólo de los terrones, sino también de la geometría de la iluminación y del ángulo de mira. Se han desarrollado modelos que han permitido mostrar con éxito los efectos de la rugosidad de superficie.

REFERENCIAS

Véase el texto francés

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1: Espectro de reflectancia difusa (2.000 a 2.400 nm) de una muestra de suelo con un contenido del 39 % de caolinita y del 40 % de gibbsita. Se han representado las zonas de caolinita y de gibbsita (según MADEIRA NETTO, 1993).

Figura 2: Espectro de reflectancia difusa de (a) goetita y (b) hematita. Se han indicado las atribuciones y las posiciones de las bandas (según MADEIRA NETTO, 1993).

Figura 3: Espectro de reflectancia de gibbsita en el que aparece el armónico de estiramiento (2s) en 1.550 nm y la combinación estiramiento-rotación

(d + s) en 2.265 nm. Se han indicado asimismo las características resultantes de la absorción por el agua (según MADEIRA NETTO, 1993).

Figura 4: Efecto de la eliminación de la materia orgánica en los espectros de reflectancia de tres suelos con materia orgánica oxidada. Las líneas reforzadas representan los espectros de las muestras que contienen materia orgánica mientras que las líneas normales representan los espectros de las muestras una vez eliminada la materia orgánica. (a) Muestra de suelo con un contenido muy bajo de óxidos de hierro ($Fe_2O_3 = 1,2\%$) y un contenido de carbono orgánico (CO) = 2,05 %. (b) Muestra de suelo con contenidos elevados de óxidos de hierro ($Fe_2O_3 = 10,1\%$) y sin minerales opacos; CO =

1,84 %. (c) Muestra de suelo con alto contenido de óxidos de hierro ($Fe_2O_3 = 21,9\%$) y magnetita; CO = 2,32 % (según MADEIRA NETTO, 1993).

Figura 5: Ejemplos de espectros de reflectancia difusa (1.550 - 2.500 nm) para dos suelos que presentan distintos porcentajes de la suma caolinita + gibbsita, y de la relación entre las bandas TM5 y TM7 simuladas $(TM5 - TM7) / (TM5 + TM7)$. En la curva de reflectancia más oscura, el porcentaje de caolinita + gibbsita y la relación entre bandas, para la muestra considerada, son del 0,82 y 0,33 respectivamente, mientras que en la curva de reflectancia grisácea, las cifras son del 0,12 y 0,015 respectivamente (según MADEIRA NETTO, 1993).

SPECTRAL PROPERTIES OF GEOLOGIC MATERIALS IN THE 400-TO 2,500 nm RANGE: REVIEW FOR APPLICATIONS TO MINERAL EXPLORATION AND LITHOLOGIC MAPPING

Ícaro VITORELLO & Lênio Soares GALVÃO

Instituto nacional de pesquisas espaciais – INPE*

ABSTRACT

Only two major spectral intervals are widely used in geological applications. In the first one, ubiquitous Fe^{2+} and Fe^{3+} provide broad band absorptions in the 400- to 1,100-nm portion of the spectrum related to electronic transitions. In general, rocks with conspicuous ferromagnesian minerals, or when stained by iron oxides, are distinguished spectrally from unaltered silicic rocks by the presence of such absorption bands. Orbital multispectral scanners (e.g., TM/Landsat) supply broad-band images in the same spectral range of the electronic absorption processes and, thus, have been extensively employed in the discrimination of iron oxide-bearing surface materials. In such cases, simple image processing techniques, such as color combinations, band-ratioing, and principal components, are adequate to highlight mafic and ultramafic bodies, lateritic crusts, and gossans, for instance. In the second interval, narrow absorption bands occur in the range from 2,000- to 2,500-nm due to vibrational processes related to Al-OH, Mg-OH, Fe-OH, and CO_3 . Thus, several types of carbonate-rich rocks and alteration clay products from hydrothermal and weathering processes are characterized by the wavelength position, depth, and shape of these sharp features. However, identification and even discrimination of carbonate-bearing rocks and alteration clays require data collected by sensors with relatively high spectral resolution, such as the one offered by improved airborne hyperspectral scanners (e.g., AVIRIS).

KEYWORDS: rock reflectance, spectral reflectance, remote sensing, geology, mineral exploration.

1. INTRODUCTION

In geology, remote sensing data have been of substantial importance in reconnaissance lithologic mapping of poorly known regions and in the discrimination of surficial alteration products (iron

and clay minerals) related to some ore deposits. In sparsely vegetated terrains, the most commonly used remote sensing products have been multispectral and multitemporal orbital images obtained in the visible-VIS (400- to 700-nm) and in the near-infrared-NIR (700- to 2,500-nm) intervals. However, in recent years, advanced airborne hyperspectral scanners have obtained promising results in terms of mineral identification, because of better adequacy of their band widths.

Yet, the radiometric interpretation of both orbital and airborne images requires the understanding of the spectral properties of surface geologic materials and specific ties between measurable spectral properties and the mineralogical nature of the viewed surface, particularly in the case of sensors with high spectral resolution. A better understanding of the spectral information is also required in processing techniques, in general, and in the minimization of the obstructing effects introduced by the vegetation cover (ADAMS and ADAMS, 1984), or the enhancement of geobotanical associations (HORNSBY and BRUCE, 1986)

Over the last thirty years, several aspects of the physics that govern the spectral properties of geologic materials have been discussed in a very large number of publications, a part of which is listed in the references of this review article. Additional references are provided in several reviews of mineral and rock spectra (HUNT, 1980; CLARK *et al.*, 1990). In the discussion that follows, we will review the reflectance attributes of the major rock types, under the context of their discrimination or possible identification by remote sensing techniques, particularly for mineral exploration, notwithstanding the fact that still many rock types and related mineral deposits do not have their spectral properties well characterized.

2. DATA ACQUISITION IN REVIEW

Spectral data are obtained mainly through the use of three types of sensors from which mine-

* Caixa postal 515, São José dos Campos, SP 12201-970, Brasil

ralogical information with diminishing content can be extracted: spectroradiometers (or spectrophotometers), band radiometers, and orbital or airborne scanners (**Table 1**).

Table 1: List of sensors, products, target characteristics, and spectral information content, of importance in geological applications.

Dataset		Target characteristic	Spectral information content
Sensor Spectroradiometer Band Radiometer	Product } Spectra	Minerals { Rock samples Rock outcrop	High/ very high Low/ medium
Multispectral Scanners	Images	Terrestrial scene	Low/ medium

The basic knowledge of optical properties of geologic materials has been acquired over a period of more than 30 years, both in the laboratory, under controlled illumination and viewing geometries, and at ground level with field measurements under direct solar illumination. Such dataset represents either total diffuse reflectivity (hemispherical reflectance) usually carried out by spectrophotometers, or bidirectional reflectance factors commonly performed by spectroradiometers. The variability observed in a spectral dataset is usually related to three main factors: albedo (overall reflectance in a given spectral range), slope (shape or format of the spectrum), and absorption features. Low albedo rocks are usually composed of opaque substances (e.g., organic carbon in sedimentary rocks, magnetite in igneous rocks) which reduce the reflectance of the samples and mask the absorption bands due to other constituents, even when present in small amounts in the rocks. The relative distribution of some minor constituents can also be responsible for the variations in the shape of the rock spectra. As an example, GALVÃO *et al.* (1996) have shown that for Brazilian tropical soils, the transition between the surface and sub-surface horizons is characterized mainly by changes in the slope of the reflectance curves, as a result of the decrease in organic matter and of the increase in the clay fraction from the A to the B horizons. Despite the fact that broad-band sensors (e.g., TM/Landsat 5) can characterize the albedo and spectral slope variations in the rocks, an adequate characterization of the absorption bands calls for the use of high spectral resolution sensors (e.g., AVIRIS with 224 narrow bands).

In the lab, reflectance determinations require a sequence of contiguous readings with resolving powers (capability to separate an absorption band, given by the wavelength position of the measurement divided by the spectral resolution

of the equipment) in the order of 100 to 2,000. As an illustration, determinations with a constant 5 nm resolution in the range of 500- to 2,500-nm (400 data points) have resolving powers from 100 to 500. Because of present day technical constraints, readings at powers greater than 2000 are performed in the lab only at selected small spectral intervals. Resolving powers of such order provide high and very high information content related to the mineralogy of the sample (**Table 1**), because the absorption bands present in the spectra of the rock sample are properly identified. These features are usually analyzed for their wavelength position, width, intensity, shape, and symmetry (*reflectance spectroscopy*). However, the spectral feature is detected only when observed under adequate resolution. In CLARK *et al.* (1990), several examples illustrate the detection of additional features afforded by the use of finer resolution.

In bidirectional reflectance measurements, surface related parameters and, consequently, sample viewing-illumination conditions, are very important. Directional related factors, such as surface roughness, compaction, and particle size of particulate surfaces, affect the spectrum of crushed and sieved samples, not necessarily in a spectrally linear fashion. This is also true for variable moisture conditions and presence of alteration products in fissures, desert varnishes, weathered crusts, and lichens at the surface of hand samples collected at outcrops or from drilled cores.

An adequate link between lab studies and image products has always been sought by *in situ* measurements where the complexity of a terrestrial scene is viewed under the spectral characterization of individual scene components (ALMEIDA-FILHO and VITORELLO, 1996a, 1996b). The field measurements are necessarily performed under viewing-illumination conditions (direction and intensity) which are identical to the ones prevailing during image acquisition. Usually, parameters observed at ground level are related to variations in composition, texture, and weathering of outcropping rocks and regolith materials, and general surficial conditions, such as vegetation, soil, and organic debris cover, topography, pavement roughness, and moisture.

In contrast to the lab and field equipment, orbital scanners (e.g. Landsat-MSS and -TM, SPOT-HRV, and JERS-1/OPS), available since 1972 (Landsat-MSS), acquire images of the surface of the earth in a few discrete broad-bands with various widths in the VIS and NIR region, under nadir viewing (Landsat), nadir plus lateral oblique viewing (SPOT-HRV), and nadir plus forward viewing (JERS-1/OPS), and relatively small seasonal variations in solar illumination throughout the year, except at high latitudes. **Figure 1** provides a comparison between the

number of channels, their wavelength position and width, and resolving powers of orbital, airborne, and lab equipment.

Besides the obvious advantages of multichannel and multitemporal synoptic viewing, orbital images have been readily available for every geographic region of the earth. Nevertheless, their broad-bands provide resolving powers much smaller than 20, which are more than ten

times worse than the basic lab dataset. Such coarse resolution might be adequate for albedo and slope differentiation and even for the discrimination of broad-band absorptions due to ferric oxides and ferrous ions that occur in the 400- to 1,100-nm range (Fig. 2), but it precludes unique carbonate and clay mineral identification related to prominent absorption bands that occur in the range of 2,000- to 2,500-nm (Fig. 3).

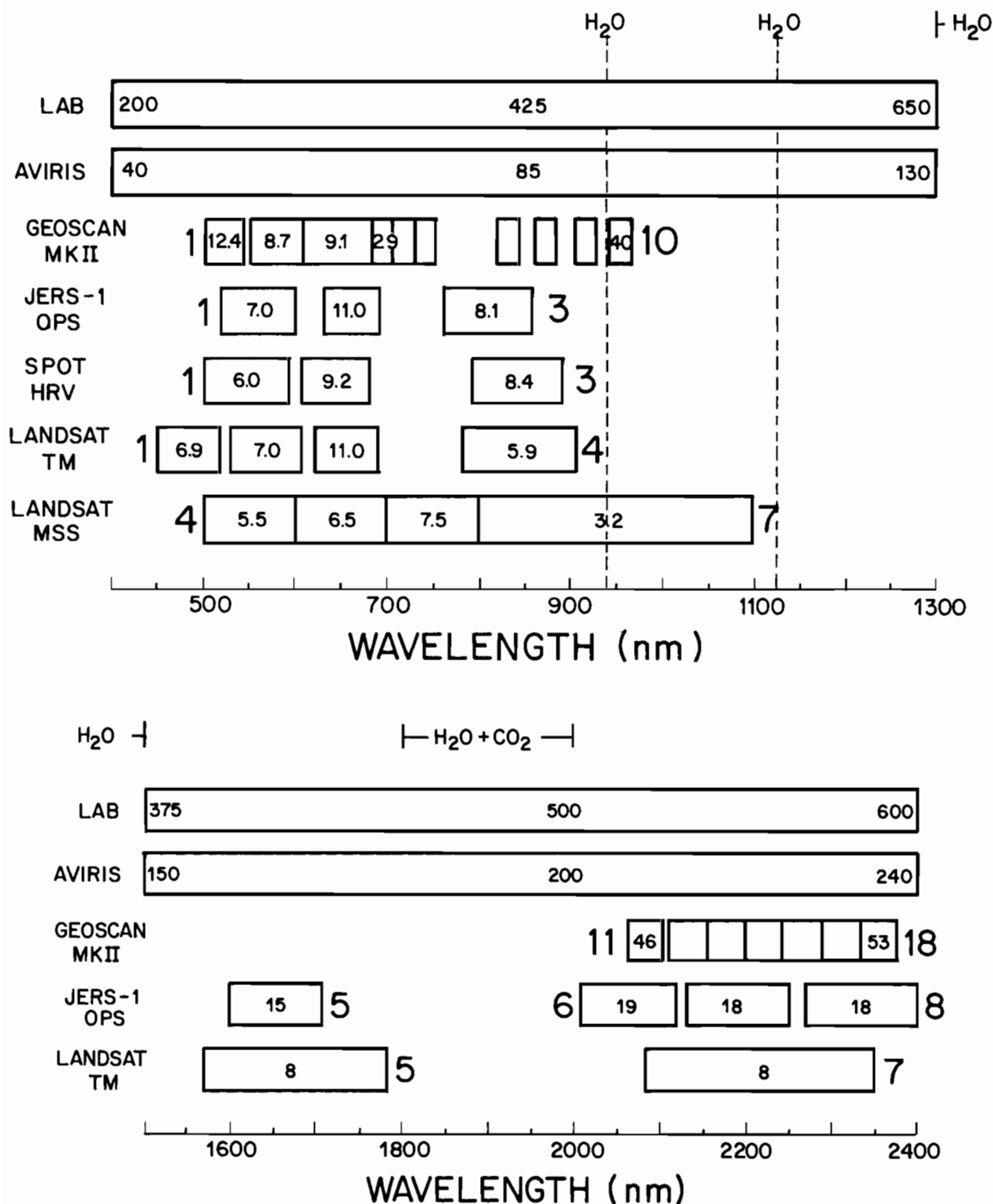


Figure 1: Wavelength distribution of orbital and airborne scanners, in comparison with a lab equipment. Channel numbers are indicated at the start and end of a sequence of channels and the estimated resolving powers are given inside the blocks of the channels. Atmospheric absorption bands are indicated at the top of the figure.

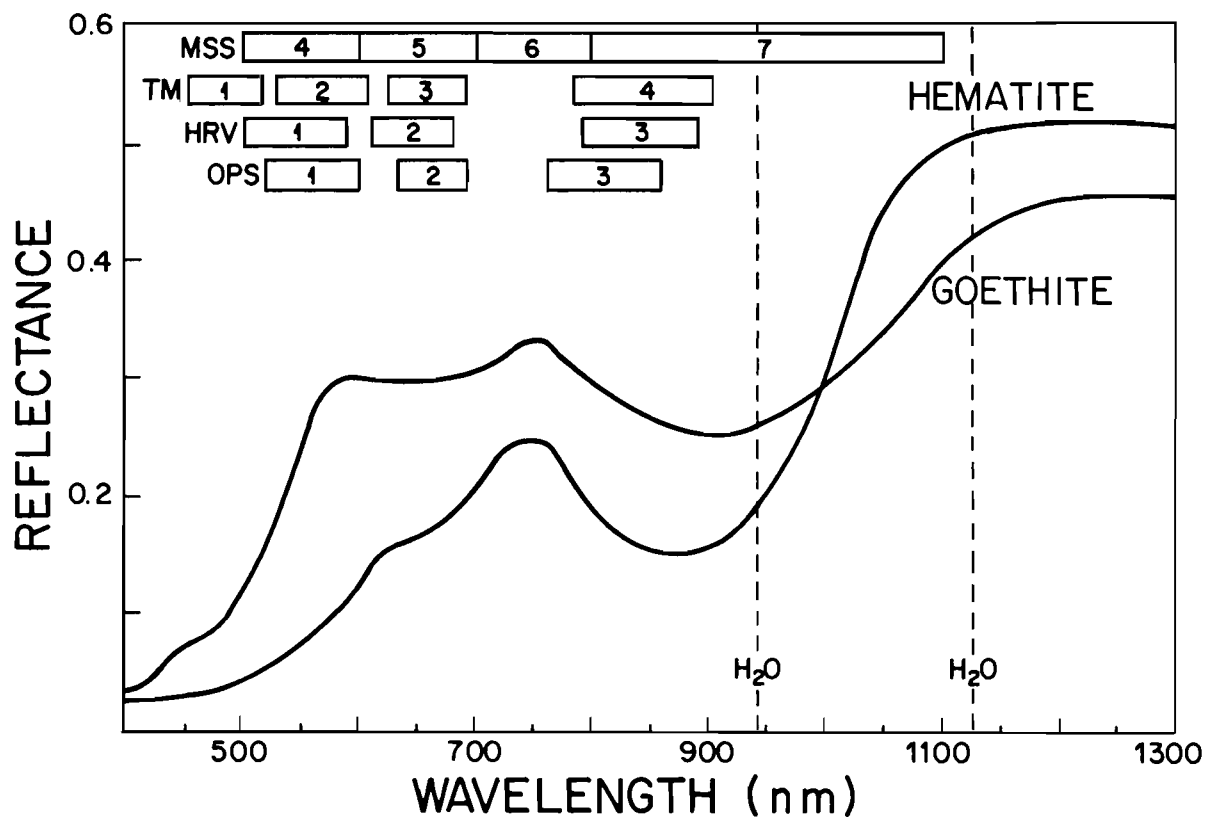


Figure 2: Features observed in the spectra of hematite and goethite, and the positions and widths of orbital scanners, and of atmospheric water absorptions.

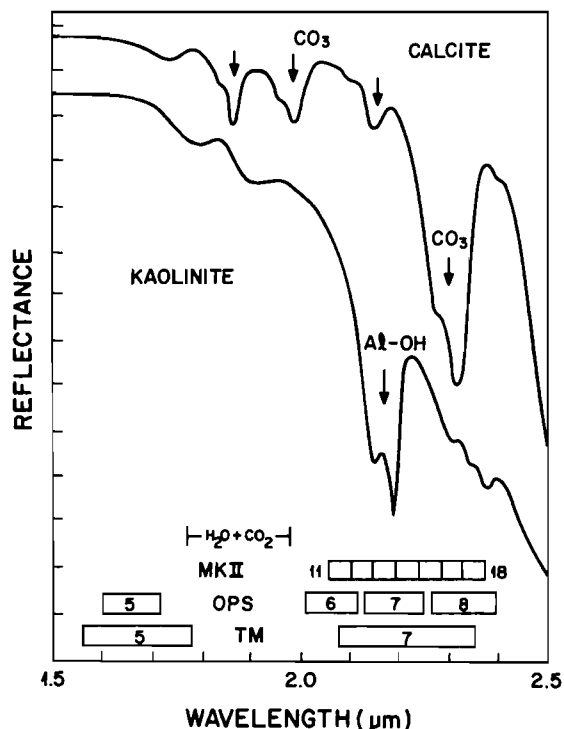


Figure 3: Spectra of calcite and kaolinite showing absorption features related to CO_3 and Al-OH , respectively, for comparison with band positions and widths of Landsat-TM, JERS-1 OPS, and GEOSCAN-MKII.

In addition to the shortcomings of band broadness, the wavelength positions of their channels are not quite adequate, from the geological standpoint, except for some channels in the visible (Fig. 2) and for the JERS-1/OPS channels in the 2,000- to 2,500-nm region (Fig. 3). In this spectral range, channel 7 of Landsat-TM is much too wide to provide any discrimination between carbonates and clay minerals.

During the first decade of orbital scanning, concurrent multichannel airborne scanners (e.g. Daedalus DS-1268) have offered small improvements in the form of better positioned channels in the 400- to 1,100-nm range, and slightly narrower bands with resolving powers close to 20 (PROST, 1980). In the last ten years, advances in sensor technology have made feasible the acquisition of images in many narrow contiguous wavelength bands (width of 10 nm). A sequence of images obtained from these improved airborne scanners allows the production of reflectance curves that resemble laboratory spectra. Reflectance transformed signals from identical pixels of each image are placed in a sequential order according to the wavelength of each image. Such advanced technology has been called *Imaging Spectrometry* (VANE and GOETZ, 1985) because it can yield data with resolving powers of 100 to 250, which affords mineral identification, especially from the 2,000- to 2,500-nm interval, due to absorptions by clay minerals, sulfates, and carbonates.

The first high spectral resolution scanner, the *Airborne Imaging Spectrometer (AIS)*, operating since 1982, but recently deactivated, had 128 channels with widths of about 10 nm, in the range of 1,200- to 2,400-nm (VANE *et al.*, 1983). A second generation scanner, the *Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS)* has 224 channels with widths of 10 nm in the interval of 400- to 2,500-nm (PORTER and ENMARK, 1987). Recent technological improvements in the AVIRIS performance, especially in the signal-to-noise ratio (SNR) at longer wavelengths, have expanded the number and the range of applications (VANE and GOETZ, 1993; VANE *et al.*, 1993; SARTURE *et al.*, 1995). Because of the high spectral resolution of this sensor, AVIRIS data have been used in geologic studies to identify surface minerals with spectral diagnostic features, and to obtain mineral distribution and concentration maps (VANE and GOETZ, 1993).

Several other advanced scanners are presently in operation. The *Geophysical and Environmental Research Imaging Spectrometer (GERIS)* has 63 channels (COLLINS and CHANG, 1988) with resolving powers that vary from 20 to 50 in the 400 to 1,000 nm interval, 10 to 20 from 1,000 to 2,000 nm, and 120 to 150 from 2,000 to 2,500 nm. The *Geoscan Advanced Multispectral Scanner Mark II* can record 24 channels (RUBIN, 1993) with powers that vary from 10 to 25 in the 500 to 1,000 nm interval, and 50 to 60 from 2,000 to 2,400 nm. Other operational scanners are the CCRS/CASI with 15 channels, the *GER/DAIS-2815* with 12 channels, the *Daedalus/AHS* with 48 channels, the *Daedalus/MIVIS* with 102 channels, and the *Hughes/WIS* with 126 channels. Several others are in development and testing: *GER/DAIS-7915*; *TRW-HYDICE*; *CCRS/SFSI*. An orbital advanced scanner (*ASTER*) is being planned for the near future.

Because of the strong atmospheric water absorption bands, airborne and orbital data are usually not recorded in the intervals of 1300 to 1,500 nm, 1,800 to 2,000 nm and at wavelengths greater than 2,500 nm. Water vapor absorptions occur also around 940 nm and 1,125-1,135 nm, and can drastically affect signals registered at narrow channels located in these absorption bands. The same is true for atmospheric CO₂ absorptions around 1,570 to 1,600 nm, and 2,000 to 2,060 nm, albeit at lesser intensity than the atmospheric water (CONEL *et al.*, 1987). However, new methods for retrieving the surface reflectance from hyperspectral data, based on radiative transfer models, have used the information associated with the absorption bands to derive the amount of water vapor (GAO *et al.*, 1993; CLARK *et al.*, 1995). Changes in irradiation produced by the atmosphere affect also the accuracy of the reflectance data collected in field surveys (MILTON, 1987).

3. SPECTRAL PROPERTIES OF ROCKS, MINERAL DEPOSITS, AND RELATIONSHIPS WITH MINERALOGY

The spectrum of a rock, or an ore body, results from the combination of spectra of individual constituent minerals, of contained water, and often of impurities. Consequently, the resulting spectral characteristics of a rock do not show precise coincidence with the expected features of the constituent minerals. In a rock spectrum, the mixture of two or more minerals often produces combined absorption features that might be similar to a different mineral not present in the rock sample, as illustrated in CLARK *et al.* (1990). Furthermore, significant spectral differences could show up in the same rock as determinations are obtained on fresh unaltered samples and on those of outcrops that are normally subjected to weathering and the growth of lichens.

In the range of 400 to 2,500 nm, the most important minerals that have optical characteristics of interest are grouped in **Table 2** according to their components. The minerals that are transparent in the VIS-NIR regions are oxides and silicates composed of Si, Na, K, and Al. The predominance of these elements will produce a rock spectrum with relatively high albedo.

The presence of diagnostic spectral absorption features in rocks, that might impart a trans-opaque behavior, are the result of electronic transitions and molecular vibrations (HUNT, 1980). In the visible region, electronic processes in transition metals, such as Fe, Mn, Ni, Ti, Cu, Cr, and Co, produce broad absorption bands (greater than 100 nm) and are also responsible for the sharp decay in the reflectance of rocks at wavelengths shorter of 600 nm (**Fig. 2**). The presence of ferric oxides, ferrous ions or rare earth elements produces several absorption features in the VIS-NIR region. Yet, some minerals, such as magnetite, ilmenite, graphite and other carbonaceous materials, are very strong absorbers throughout the VIS-NIR (HUNT, 1980), and are grouped as opaques in **Table 2**.

Because the presence of iron is common to most geologic materials, such as ferric oxides and oxyhydroxides (hematite, goethite, jarosite, maghemite, lepidocrocite), absorption bands due to this element are frequent features in a rock spectra (**Table 3**). For instance, in the presence of hematite and goethite, a sharp fall off toward shorter wavelength occurs, respectively, around 550 and 400 nm, and intense crystal field broad absorptions occur from 845 to 870 nm and 900 to 930 nm, respectively (MORRIS *et al.*, 1985) (**Fig. 2**). Goethite presents also a band or shoulder at 650 nm. Jarosite shows absorptions at 430 nm and broad absorption around 900-940 nm (MORRIS *et al.*, 1985). Maghemite and lepidocro-

Table 2: List of minerals grouped according to the optical characteristics of their components (major elements or radicals responsible for the presence of absorption features).

Optical Characteristics	Eléments/radicals	+ (oxygen) oxides/oxyhydroxides	+ (sulfur) sulfides	+ (SO ₄ ²⁻) sulfates	+ (CO ₃ ²⁻) carbonates	+ (Si _x O _y) silicates	
Transparent	Si	Quartz Chalcedony Opal Corundum					Orthoclase Plagioclase
	Na/K/Al						
Presence of absorption features	Al-OH	Gibbsite		Alunite			Epidote Montmorillonite Muscovite Kaolinite
	Mg-OH	Brucite					Serpentine Chlorite Talc Biotite
	-H ₂ O			Gypsum			Zeolites
	Ca/Mg			Anhydrite	Calcite Dolomite Magnesite		
Opaques	Fe/Mg Fe/Mn/Cr/Zn Ti/Cu/Ni/Ag	Hematite Goethite Cuprite Rutile Magnetite Chromite Ilmenite	Chalcocite Chalcopyrite Sphalerite Bornite Galena Pyrite Pyrrhotite	Jarosite	Siderite Rhodochrosite Malachite	Olivine Pyroxene Amphibole Biotite	
	Carbon						Graphite Carbonaceous matter

Table 3: Absorption minima from electronic transitions, related to ferric and ferrous ions.

Minerals	Fe ³⁺ dropoff		Fe ²⁺ Fe ³⁺		Fe ³⁺		Fe ²⁺	
	400 nm	550 nm	650 nm	850 nm	950 nm	1,050 nm	1,900 nm	2,350 nm
Olivine						X		
Orthopyroxene					X		X	
Clinopyroxene						X		X
Amphiboles			X			X		
Biotite			X			X		
Chlorite	X		X			X		
Jarosite	X		X		X			
Goethite	X		X		X			
Lepidocrocite	X		X		X			
Maghemite		X			X			
Hematite		X		X				
Epidote	X		X		X			

cite have broad absorptions near 925 and 980 nm, respectively (HUNT *et al.*, 1971). All these features are distinctive characteristics of iron alteration products.

The presence of ferrous iron in minerals produces bands around 600-700 nm, 900-1,100 nm, 1,800-1,900 nm and 2,200-2,350 nm. In ferromagnesian minerals, such absorptions are usually very prominent features, particularly the ones that occur around 900-1,100 nm. For instance, in pyroxenes, crystal field transitions present two major Fe²⁺ absorptions that vary from 900- to 1,050-nm and from 1900- to 2,350-nm, with increasing wavelength position from the low calcium orthopyroxenes to the high calcium clinopyroxenes. Both absorption bands shift to longer wavelengths with increasing concentrations of Fe²⁺ and Ca²⁺ (CLOUTIS and GAFFEY, 1991). Amphiboles, which are very similar in composition to the pyroxenes except for the presence of OH radicals, also show systematic variations in absorption as a function of composition. In the tremolite-ferroactinolite solid solution series, Fe²⁺ electronic transitions occur from 800 to 1,200 nm and Fe²⁺- Fe³⁺ charge transfer appears from 600- to 700-nm. Depth and width of the absorptions increase with Fe²⁺ and Fe³⁺ abundances (MUSTARD, 1992). Furthermore, most of the trivalent rare earth elements (e.g. Nd³⁺, Sm³⁺) can cause sharp absorption features of 10-20 nm, mainly at 580, 740, 800, 870 and 1,550 nm (ROWAN *et al.*, 1986).

In the case of molecular vibrations, most of the absorptions occur in the range of 900 to 2,500 nm and are due to OH⁻, H₂O, CO₃²⁻ and NH₄⁺, related to clay minerals and carbonates (Table 4). Fundamental vibrations that occur at longer wavelengths than 2,500 nm produce narrow (less than 100 nm) overtone and combination absorptions in the near-infrared (HUNT, 1980). The hydroxyl first overtone of the OH stretching fundamental always occurs close to 1,400 nm and the second overtone near 950 nm. When OH is found linked to metal cations in octahedral coordinations there is a sharp band around 2,200 nm due to Al-OH, one close to 2,300 nm due to Mg-OH, and another near 2290 caused by Fe-OH (HUNT and SALISBURY, 1970). These features are expected to be present in spectra that contain clays, micas, and amphiboles.

Water molecules that are in minerals as adsorbed, in lattice sites, or part of the crystal structure, show strong absorptions near 1,880, 1,450, 1,380, 1,135, and 940 nm. Yet, their exact positions vary according to several factors (CLARK *et al.*, 1990). In rock spectra, strong absorptions near 1,400 and 1,900 nm always indicate the presence of water in the sample but the absence of the 1,900 nm absorption and the presence of the 1,400 nm feature implies that the absorption is due only to the hydroxyl component (HUNT, 1980; CLARK *et al.*, 1990).

Table 4: Absorption minima from molecular vibrations, related to sulfates and silicates.

Minerals	- OH	- H ₂ O	Al-OH	Mg-OH	Fe-OH
	1,400 nm	1,400 nm 1,900 nm	2,200 nm	2,300 nm	2,200 nm 2,300 nm
Gypsum		X			
Zeolite		X			
Halloysite	X	X	X		
Montmorillonite	X	X	X		
Kaolinite	X		X		
Pyrophyllite			X		
Alunite	X		X		
Muscovite	X		X		
Chlorite	X		X		
Talc	X			X	
Biotite	X			X	
Phlogopite	X			X	
Brucite	X			X	
Amphibole	X			X	
Serpentine	X			X	
Vermiculite	X	X			
Saponite	X	X			
Nontronite	X	X			X
Jarosite	X				X
Epidote					X

In carbonates, combinations and overtones of CO₃ fundamentals occur at wavelengths greater than 1,600 nm, with positions, widths, and spacing between bands, strongly dependent on the carbonate mineralogy. GAFFEY (1987) has identified seven major absorption features and a large number of less conspicuous absorptions from 1,600 to 2,600 nm. The most prominent features occur around 2,335 nm for calcite and 2,320 nm for dolomite.

In terms of rock spectra, published determinations, in general, offer explanations on the causes responsible for the observed absorptions based on the probable presence of minerals when their well known spectral behavior matches the features observed in the rock sample. Spectral features of rocks are by no means unique (PRICE, 1994), yet they can be used to severely constrain the possible composition of the rock specimen being analyzed.

The discrimination of rocks based on the predominance of ferric oxides and ferrous ions should be achieved by sensors with resolving powers of about 8-10, such as the orbital scanners, whereas the discrimination of clay minerals and carbonates would require resolving powers in the order of 20-30. Nevertheless, identification of individual ferric oxides, clay minerals, and carbonates, require resolving powers of, at least, 15-25, 40-60, and 50-70, respectively, which are presently provided by the advanced hyperspectral airborne scanners.

3.1. Igneous rocks and related mineral deposits

The spectral properties of igneous rocks can be described for four general categories, according to their major mineralogical composition: silicic, intermediate, mafic, and ultramafic. Such mineralogical variation is related to an increase in iron, magnesium, and calcium as the mafic aspects become dominant, and an increase in silica, sodium, and potassium in the more silicic rocks.

Silicic rocks (granites, rhyolites) are mainly composed of K-feldspars, quartz, sodium plagioclases and Mg-rich amphiboles (tremolites). Because quartz and feldspars are prevalent over the others and their bulk composition contains silicon, oxygen, and aluminum, which do not have absorptions in the visible and near-infrared, silicic rocks are largely transparent in this range (HUNT *et al.*, 1973a; BLOM *et al.*, 1980; BAIRD, 1984). As a consequence, silicic igneous rocks have relatively high overall reflectance characterized by a concave down spectrum that decreases both toward the ultra-violet and slightly toward the infrared, and by prominent absorption features due to the presence of small quantities of iron, micas, and aluminous clays. For example, muscovite-granites exhibit distinctive, deep absorption bands near 1,400, 1,900, 2,200 nm and sometimes at 2,350 and 2,450 nm. Biotite granites, on the other hand, usually show broad Fe³⁺ and Fe²⁺ absorptions from 600 to 1,500 nm, a drop off in the blue region, a sharp decrease toward the infrared, absorptions near 2,300 nm due to Mg-OH, and at 1,400 and 1,900 nm due to water. In summary, spectra of silicic rocks are very sensitive to Fe²⁺ variations related to amphibole components, and to Fe³⁺, H₂O, Al-OH, and Mg-OH, related to iron oxides, aluminous clays, micas, and water derived from alterations of feldspars and amphiboles.

Intermediate rocks (diorites, andesites) usually have less quartz and K-feldspar than silicic rocks, but will have low calcium pyroxenes (orthopyroxenes), sodium and calcium plagioclases, and iron-rich amphiboles (actinolites). The spectra of intermediate igneous rocks will tend to be similar to silicic or mafic rocks, according to their variation in composition. They usually present marked features related to the presence of iron, hydroxyl, and water. Iron absorption bands are usually present near 650 nm, from 900 to 1,100 nm, because of the presence of amphiboles, biotites, and orthopyroxenes, and from 1,900 to 2,000 nm, due to orthopyroxenes. Also, narrow bands might appear from 2,200 to 2,500 nm related to Mg-OH, because of actinolites (HUNT *et al.*, 1973b).

Mafic rocks (gabbros, basalts) are essentially composed of clinopyroxenes (high calcium and iron), calcium-rich plagioclases, feldspars, actino-

lites, and iron-rich olivines (fayalite). Because of the conspicuous presence of ferrous iron and opaques, such as magnetite, the spectra of mafic rocks have very low overall reflectance and are quite flat and almost featureless, except for an abrupt drop off in the blue region and broad subtle bands associated with ferrous ions (BLOM *et al.*, 1980; HUNT *et al.*, 1974). Hydroxyl and water features may show up in the spectra but only as a result of weathering and alteration of pyroxenes to amphiboles (KING and CLARK, 1989).

Ultramafic rocks (peridotites), composed mostly of magnesian olivines (forsterite) and clinopyroxenes, generally present spectra with overall reflectance slightly higher than the mafics mainly because of weathering and alteration. However, in rock samples rich in opaques such as titanium, magnetite and chromite, the spectra are low and featureless (HUNT and EVARTS, 1981). Commonly, serpentinization processes leave hydration effects represented by absorptions near 1,400 and 1,900 nm, and Mg-OH absorption near 2,300 nm (KING and CLARK, 1989; HUNT and EVARTS, 1981). Other features are related to the ubiquitous presence of iron.

In terms of mineral deposits, intrusive igneous bodies have always received great attention. Massive ore bodies are mainly formed by direct magmatic segregation, such as in the deposits of chromite, nickel, and magnetite, or by hydrothermal processes, as in copper, lead, zinc, silver, gold, and radioactive mineral deposits.

Because of the predominance of ferromagnesian minerals and excessive amounts of opaques (magnetite, graphite, chromite), unaltered metallic mineral deposits should be readily distinguished from their surface surroundings, particularly when the country rocks have silicic spectral characteristics. However, several studies (HUNT and WYNN, 1979; BOTHOREL *et al.*, 1984) have pointed out that current operational orbital scanners (Landsat, SPOT) do not provide sufficient spectral resolution for investigation of ore bodies.

Alkalic igneous rocks are commonly associated with carbonate-rich intrusive rocks, such as carbonatites, where the dominant minerals are calcite, dolomite, and ankerite. Consequently, carbonate absorptions can be conspicuous features in alkalic rock spectra (HUNT *et al.*, 1971). However, the presence of other mineral constituents, especially mafic silicates, iron oxides, sulfides, and rare earth elements, introduces the possibility of absorptions associated with ferrous iron and trivalent rare earth elements.

Another intrusive of economic interest, kimberlites are seldom found in an unaltered condition. Kimberlitic materials are formed by calcite, dolomite, serpentine, magnetite, phlogopite, chlorite, hematite, and talc, all of which have dis-

tinctive absorption features. The soil developed over such material is very dark and the spectral features associated with it are due to the presence of montmorillonite, chlorite, water, magnetite, and ferric oxides.

Studies relating spectral properties with variations in igneous rock textures (aphanitic, phaneritic, porphyritic, pyroclastic) are very rare. Nevertheless, effects of particle size variations of crushed minerals on measured spectra have received more attention because of interest in relation to planetary surfaces (Moon, Mercury, Mars) covered by dust and other volcanic debris. For the same crushed material, as the particle size decreases, there is a general overall reflectance increase and an associated decrease in band intensity, except for geologic material with an excessive amount of opaque materials (ADAMS and FILICE, 1967).

Terrestrial basaltic tuffs present very low overall reflectance, characterized by broad Fe^{2+} bands around 1,000 and 2,000 nm, and a sharp drop off short of 500 nm, when in an unaltered condition (FARRAND and SINGER, 1991). Yet, tuffs are usually found in various stages of alteration. As a consequence of hydration and oxidation, altered tuff spectra have relatively high overall reflectance, pronounced H_2O and OH absorptions at 1,400 and 1,900 nm, and steep Fe^{3+} drop off in the visible (FARRAND and SINGER, 1991).

3.2. Sedimentary rocks and related mineral deposits

The spectral properties of sedimentary rocks can be presented under three major groups: siliciclastics, carbonates, and evaporites. Accordingly, the components that are usually detected by reflectance spectroscopy of sedimentary rocks are ferric oxides, ferrous ion, calcite, dolomite, clay minerals, sulfates, and molecular water (HUNT and SALISBURY, 1976a; LANG *et al.*, 1990).

In siliciclastics (conglomerates, sandstones, siltstones, and mudstones), the major components are quartz and clays and the minor are organic carbon, iron oxides, fragments of silicate rocks, carbonates, and trapped fluids. The spectrum of a conglomerate is related to the mineralogical composition of the gravel and the variable amounts of sand and mud fractions. Usually, the absorption features observed in conglomerates derive from spectral effects of surface coating and groundmass materials, such as clays, iron oxides, calcite, and presence of water.

Sandstones, mostly composed of quartz grains cemented by silica, calcite, or iron oxide, are quite transparent to the visible and near infrared light except for the presence of iron oxides and calcite as stain or cement. Thus, sandstones usually pre-

sent high overall reflectances with conspicuous Fe^{3+} , and sometimes CO_3 absorptions. In general, the presence of iron compounds is the major factor in lowering the reflectance of sandstones (GALVÃO and VITORELLO, 1994).

Siltstones and claystones are fine-grained rocks composed mostly of quartz and clay minerals, usually cemented by carbonates. Hence, their predominant diagnostic absorptions are related to clays, water, iron oxides, and carbonates. Also, there are absorption features related to constitutional ferrous ion in the clays. In black and gray mudstones, the organic matter forms opaque carbonaceous material that produces an overall reflectance decrease of the spectrum and a strong attenuation of the absorption features related to the other mineral constituents. Red mudstones, on the other hand, exhibit the distinctive spectral behavior of iron oxides. However, the presence of organic matter in sediments probably have a tendency to obliterate the features due to iron. In soils, this effect has been demonstrated by GALVÃO and VITORELLO (1996). Arkose and graywacke, which contain altered feldspathic and mafic minerals, commonly produce absorption features related to ferrous ion, water, and the hydroxyl radical.

Carbonate-rich sedimentary rocks enclose limestones and dolostones formed by chemical precipitation, biological processes, or element substitution. Their spectral features are produced by overtone and combination vibrations of the CO_3 radical and by the presence of water, clay, chert, iron oxide, and organic impurities (GAFFEY, 1987; HUNT and SALISBURY, 1971; GAFFEY and REED, 1987). Hence, besides the common pronounced absorptions near 1,400 and 1,900 nm, attributable to molecular water, carbonates show strong diagnostic CO_3 absorptions near 2,335 and 2,320 nm, due to calcite and dolomite, respectively, which are by far, the most common carbonate minerals (CROWLEY, 1986). Some rock samples exhibit also weak CO_3 bands near 1,875, 1,990, and 2,170 nm (LANG *et al.*, 1990), which are frequently obscured by H_2O and OH features related to argillaceous materials (Fig. 3). The presence of ferrous ion due to substitution produces broad absorptions from 900 to 1,100 nm, such as in siderites. Manganese absorption bands appear at wavelengths shorter of 600 nm, such as in rhodochrosite (GAFFEY, 1987). Dolostones often show broad bands near 1,100 nm due to iron substitution for magnesium in dolomites (HUNT and SALISBURY, 1971).

Hydrous carbonate minerals, such as malachite and azurite, that are copper ore minerals, show water related absorptions in addition to the carbonate absorptions (GAFFEY and REED, 1987). CROWLEY (1986) studied the effects of the variation in texture and of the presence of impurities on

the spectral reflectance of carbonate rocks, and concluded that organic matter had greater spectral influence than iron oxide and clays. Very small quantities of opaque carbonaceous material were found sufficient to significantly attenuate the spectral features of the carbonate samples.

Evaporation in restricted shallow saline water bodies produces a series of evaporite rocks (sulfates, chlorides, carbonates, and borates), the most common of which are rock salt (halite) and gypsum (calcium sulfate). Absorption features seen in evaporites are caused by water molecules attached to the mineral structure (HUNT *et al.*, 1972a,b; CROWLEY, 1991). Bedded gypsum spectra, for instance, show strong water absorptions at 1,000, 1,200, 1,450, and 1,940 nm (LANG *et al.*, 1990). Besides gypsum and halite, evaporite deposits are major sources of minerals for industrial and agricultural purposes such as borax, lithium, sodium and magnesium sulfates. Reflectance spectroscopy in playa studies, for instance, should be of great relevance in mapping evaporite minerals distribution.

The majority of non-metallic mineral deposits of economic importance is related to sedimentary rock-forming minerals, such as quartz, calcite, and clays, which are abundant and widely distributed, and are explored for agricultural, chemical, and construction industries. In addition to the identification of key mineral constituents, reflectance spectroscopy might also be of importance in the indication of impurities, particularly of carbonaceous material and other opaques.

Usually, sandstones and conglomerates serve as host bodies for disseminated gold and radioactive materials, whereas carbonate rocks are often associated with copper deposits. In spectra of calcite, the presence of Cu^{2+} causes a strong absorption near 900 nm and weaker bands around 1,300 and 1,500 nm (GAFFEY and REED, 1987).

In addition to the contribution of reflectance spectroscopy to mineral exploration, sedimentary rock spectra are also useful in stratigraphic and facies analysis. An example of stratigraphic variation in the spectral properties of sedimentary rock units has been provided by LANG *et al.* (1990) for Phanerozoic strata in Wyoming (USA). The potential of reflectance spectroscopy in lithostratigraphic correlations was confirmed by quantitative analysis based on principal components of determinations on surface samples from Wyoming (GALVÃO and VITORELLO, 1995) and on borehole samples from the Parnaíba Basin, Brazil (VITORELLO and GALVÃO, 1994).

3.3. Metamorphic rocks and related mineral deposits

In general, metamorphic rocks have about the same spectral behavior as the original rock from

which they originated. Hence, silicic metamorphic rocks display relatively high overall reflectances and diagnostic features with high spectral contrast. On the other hand, rocks with considerable amounts of opaques present flat, featureless, and low reflectance spectra (HUNT and SALISBURY, 1976b).

Ideally, the spectral properties of metamorphic rocks should be indicative of the intensity of the metamorphism that affected the original rock, yet not all minerals that act as indexes of metamorphism exhibit diagnostic absorptions in the VIS-NIR, or are present in significant amounts. Incipient metamorphism produces zeolites, which are hydrous aluminosilicates of calcium and sodium with a rather large water content. Under lab conditions, the spectra of zeolites show two strong absorptions near 1,460 and 1,880 nm, and two weak ones about 940 and 1,130 nm (HUNT *et al.*, 1973c; EHMANN and VERGO, 1986). Because zeolites do not show absorption around 2,200 nm, they can be differentiated from clay minerals, such as halloysite and montmorillonite (Table 4).

With an increase in temperature and pressure, hydrous minerals are altered as water is driven out. Low-grade metamorphism produces greenschist facies, which are characterized by chlorite, muscovite, sodic-plagioclase, and quartz. Spectra of chlorites, for instance, show broad iron bands from 900 to 1,100 nm and complex narrow absorptions near 2,300 nm and no features related to water (HUNT and SALISBURY, 1970; KING and CLARK, 1989). A further increase in temperature produces the granulite facies where pyroxene is an important mineral. Chlorite, biotite-garnet, staurolite-kyanite and sillimanite are the index minerals that represent increasing intensity of metamorphism. Kyanite and sillimanite do not show diagnostic features in the VIS-NIR, except when the mineral has been altered (HUNT *et al.*, 1973c).

In terms of rocks, increased metamorphism is provided by slates, schists, and gneisses. Slates are foliated, fine-grained rocks produced by low-grade metamorphism of mudstones. The metamorphic process results in the alignment of micas, chlorite and talc in detriment of clay minerals, and produces a typical lustrous sheen at the surface. Dark slates usually present relatively low and featureless spectra, except for a fall off in the blue, and occasionally show a slight decrease in reflectance toward the infrared.

A hornfels sample exhibits a spectrum similar to a slate sample, but the overall reflectance is usually lower. Hornfelses are dark-colored, foliated, fine-grained rocks that result from metamorphism around igneous intrusions. Schists are also foliated rocks that result from the parallel arrangement of medium- to coarse-grained platy minerals, such as chlorite, micas, talc, and hema-

tite. Schists can be derived from silicic and mafic rocks under intermediate- to high-grade metamorphism. The major components of schists are quartz, clay minerals, feldspars, and amphiboles. Yet, the presence of abundant clay minerals and micas results in the appearance of hydroxyl bands. Accessory minerals, such as garnet, tourmaline, hornblend, and epidotes, introduce additional bands (HUNT and SALISBURY, 1976b).

Gneiss is formed under high-grade metamorphism and is composed of alternating layers of light and dark coarse-grained minerals with a composition very similar to that of a granite: quartz, K-feldspar, and ferromagnesian minerals. Thus, the spectral properties of a gneiss is also very similar to that of a granite. Low and featureless reflectance spectra are the result of excessive amounts of opaques.

Quartzite is a metamorphosed quartz-rich sandstone, and thus, is essentially transparent to light in the VIS-NIR, except for the presence of iron oxides, micas, and other impurities (HUNT and SALISBURY, 1976b). On the other hand, amphibolite is a coarse-grained metamorphic rock, opaque to light, composed mainly of plagioclase, mica, and amphibole, and results from the metamorphism of mafic igneous rocks. In general, amphibolites present spectra that are flat and featureless.

Metamorphosed carbonate-rich rocks produce marbles composed mainly of calcites. In addition to the diagnostic features due to the CO₃ radical, marbles show several bands related to the presence of impurities (manganese, iron, chromium, copper) in the original material and which are identified by their distinctive spectral properties (GAFFEY and REED, 1987; GAFFEY, 1984). The presence of carbonaceous materials reduces the overall reflectance of marbles and attenuates the carbonate bands. In dolomitic marbles, the presence of ferrous ion substituting for magnesium is indicated by absorptions in the 900 to 1,100 nm range (GAFFEY, 1986).

An illustration describing lithologic differentiation of metamorphic units by orbital scanners is shown in **Figure 4**. Landsat-TM digital values, transformed into "image reflectance" values by PARADELLA *et al.* (1987), show spectral contrasts for several mappable units composed of metamorphic and plutonic rocks.

Several types of economic deposits are usually associated with metamorphic processes, particularly the hydrothermal events. Regional metamorphism, for instance, can form deposits of non-metallic minerals, such as asbestos, talc, and graphite. Asbestos are fibrous layered silicates (serpentines) with strong absorptions near 1400 and 1,900 nm, and another band at 2300 nm due to Mg-OH (KING and CLARK, 1989). The pre-

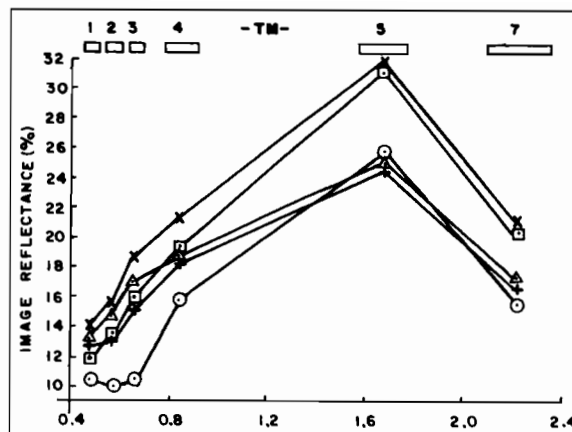


Figure 4: Landsat-TM derived "image reflectance" from mappable units composed of metamorphic and plutonic rocks: amphibolites (plus); migmatites (cross); hypersthene gneiss (dot); gabbros (triangle); marble-limestones (square); schists (circle). The reflectance values are averages placed on the middle wavelength of each channel, and connected by lines for better visualization.

sence of ferrous ion is indicated by a broad absorption band centered near 1,100 nm. The spectra of talc usually present the same absorption bands as serpentines, except for the absence of the band at 1,900 nm.

3.4. Alteration products and related mineral deposits

Many deposits of economic importance (metallic and non-metallic minerals, fossil fuels, radioactive minerals) are rarely found in an unaltered state at the surface. Weathering processes of ore bodies often leave residual products at the surface, and leakage of fluids from minerals concentrated at depth produces also alterations at the surface. For example, olivine is converted to serpentine in weathered ultramafic outcrops, and the spectra of the altered rock will exhibit the absorption features due to serpentine (HUNT and EVARTS, 1981).

In other cases, weathering can enrich very low-grade ore deposits or it can concentrate in one place an element that was originally dispersed throughout the body. For instance, intense weathering of surficial rocks in tropical and subtropical regions commonly concentrates insoluble elements (silica and metallic oxides) at the surface, by removing the more soluble material. In the process, thick regolith materials, rich in aluminum, nickel, iron, manganese, and cobalt, are formed. Examples of such processes are known as iron caps, gossans, laterites, and caliches (GAFFEY, 1984; MAQUET *et al.*, 1981; TOWNSEND, 1987; RAINES *et al.*, 1985; CERVELLE *et al.*, 1981; BILDGEN *et al.*, 1984; KHIRE *et al.*, 1984; DRURY and HUNT, 1989; MENESES and PORTO, 1992; GALVÃO *et al.*, 1995).

On the other hand, very important mineral deposits are associated with hydrothermal events that leave a range of alteration rocks (ROWAN and LATHRAM, 1980; BUCKINGHAM and SOMMER, 1983). The major alteration products from hydrothermalism, or weathering, that can be identified by reflectance spectroscopy, are ferric oxides and oxyhydroxides, sulfate compounds, and clay minerals. In relation to the first group, the general term limonite has been widely used in reference to all shades of reddish, yellowish, or brownish alteration products formed from decomposing iron-bearing minerals (HUNT, 1979; LEE, 1985).

The discrimination of limonitic altered zones from unaltered zones by orbital imagery is easily achieved by band ratios. For example, ratios of TM 3/1 and TM 3/2 (or SPOT 2/1 and JERS 2/1) have the potential of delineating variations in limonitic material at the surface because of the sharp drop off of ferric oxide spectra toward the ultraviolet region and higher reflectance in the red region as observed in **Figure 2** (SEGAL and MERIN, 1989; BENNETT, 1993). Areas with ferric-iron rich exposures will present high TM 3/1 and TM 3/2 ratio values in relation to areas without limonites. Furthermore, TM 5/1 and TM 5/4 have all been used in limonite discriminations (ABRAMS *et al.*, 1983; ELVIDGE, 1983; LOUGHLIN and TAWFIQ, 1985; DAVIS and BERLIN, 1989).

Traditionally, the discrimination of limonitic altered zones from areas without limonites has been obtained by MSS 5/4 ratio in color composites (ROWAN *et al.*, 1974, 77). However, the identification of ferric oxide minerals has been possible only with the advanced airborne scanners (KRUSE *et al.*, 1990; KRUSE and DIETZ, 1991; TARANIK *et al.*, 1990). Nevertheless, a major problem with the use of iron oxides to indicate mineral deposits is that weathered iron minerals are also found in siliciclastics, usually derived from diagenetic grains of pyrite that have been altered to hematite, and in tropical environments where lateritic weathering produces an iron oxide-rich layer on most rock surface and iron oxide-rich soils (oxysols, lateritic soils).

The weathering of carbonate materials occurs in the form of oxidation and dissolution of carbonates. In oxidation processes, iron-rich carbonates or disseminated grains of iron sulfides form iron oxides at the surface and, thus, change the carbonate spectra by the introduction of iron absorptions. The dissolution of carbonates produces a very porous and rugged surface, which results in a drastic change in the scattering properties of carbonates. The selective removal of organic material from the surface of carbonate outcrops tends to increase their overall reflectance (GAFFEY, 1984).

In arid and semi-arid environments, dissolved materials by meteoric water are re-deposited, and

form caliche caps (calcrete), which are composed primarily of calcite, silica, alumina, and iron and manganese oxides. Hence, the caliche spectra often have little resemblance with the original rock, except for the preserved carbonate bands.

Mineralogical alteration at the surface, caused by microseepages from underlying hydrocarbon reservoirs, has also been claimed to be discernible from satellite imagery. In the work of SEGAL and MERIN (1989), bleached exposures related to acidic hydrocarbon fluids were discriminated using TM 2/3 ratio products to highlight differences in ferric-iron content and TM 5/7 ratio in kaolinite content differences. According to these authors, reducing fluids, such as the ones produced by leaking CO₂ and H₂S, dissolve ferric-iron of unaltered redbeds producing, thus, surface discoloration and also a replacement of feldspars and clays by kaolinite.

In an opposite way, the presence of secondary uranium mineralization in sedimentary rocks is often found associated with altered rocks oxidized to shades of red and yellowish brown (ROWAN and LATHRAM, 1980; VINCENT, 1977; PETERS, 1983; CONEL and ALLEY, 1985). Soluble uranium ions are probably removed and transported by oxygenated, alkaline groundwater to sites favorable to deposition because of reducing conditions provided by the presence of reducing agents, such as H₂S. PETERS (1983) describes the identification of hematitic alteration related to uranium mineralizations in sandstones by band-ratioing of broad-band airborne scanners.

Hydrothermal deposits are related to late-stage magmatic activities when metal-rich solutions are diffused through the surrounding rocks. During the cooling stage, rare elements that did not fit in the crystalline structure of the silicate minerals (gold, copper, silver, lead, zinc) are precipitated in veins or disseminated throughout the rock. Reflectance spectroscopy contributes in the identification of hydrothermal products that have diagnostic spectral properties, such as clay minerals (kaolinite, smectite, montmorillonite, illite, chlorite, pyrophyllites) and sulfates (alunite, jarosite, gypsum) (**Table 4**). In general, the hydrothermal event produces alterations that vary in intensity from weak to very strong as shown in **Table 5**, adapted from ROWAN and LATHRAM (1980). For example, propylitic rocks occur in the outer portions of the alteration zone and are characterized by the presence of chlorite, montmorillonite, carbonate, and epidote.

Argillic rocks are next in the sequence of increasing intensity, and are indicated by kaolinite, chlorite and montmorillonite. Phyllic rocks are composed of quartz-sericite assemblages. Advanced argillic rocks have alunite, kaolinite, pyrophyllite, and K-mica. In opalites, opaline quartz is present in significant amounts. The

Table 5: List of the mineral components that occur in some altered rocks.

Minerals components	ALTERATION ROCKS					
	Propylitic	Moderate argillic	Phyllic	Advanced argillic	Opalite	Silicified
Epidote	X					
Chlorite	X					
Carbonate	X	X				
Zeolite	X					
Pyrite	X					
Montmorillonite	X	X				
Albite	X		X			
Goethite	X	X				X
Hematite	X	X	X	X		X
K-Mica	X	X	X	X		X
Jarosite		X	X			X
Kaolinite		X	X	X	X	X
Quartz		X	X	X	X	X
F-Feldspar			X	X		
Pyrophyllite				X	X	X
Alunite				X	X	X
Opal				X	X	X
Anatase				X	X	X
Calcite					X	
Diaspore						X
Rutile						X

Very weak
➔
 Very strong

Intensity in the alteration

most intensely altered rocks are found in the silicified zone where quartz is the dominant component, and the other elements are alunite, pyrophyllite, kaolinite, and K-mica (ROWAN and LATHRAM, 1980; BUCKINGHAM and SOMMER, 1983). The remote differentiation of hydrothermally altered rocks is an indirect exploration approach, that has received great attention.

In terms of use of broad band scanners, several publications have indicated the possibility of discrimination of argillic alteration products by the ratio of bands equivalent to the TM 5/7 (PROST, 1980; ROWAN and KAHLE, 1982; PODWYSOCKY *et al.*, 1983; ABRAMS, 1984; AMOS and GREENBAUM, 1989; MAGEE *et al.*, 1986), as a result of the work by ABRAMS *et al.* (1977) that demonstrated the potentiality of ratioing bands centered at 1650 and 2,220 nm. In areas with excessive amounts of clay minerals at the surface, the TM 5/7 ratio should be high, when unaffected by the presence of vegetation. Moreover, in several hydrothermal deposits, distinctive alteration zones have been identified by surveys carried out with advanced airborne scanners (KRUSE *et al.*, 1990; KRUSE and DIETZ, 1991; MCKEON and MARSH, 1982; FELDMAN and TARANIK, 1986; HUTSINPILLER and TARANIK, 1986; KRUSE, 1987; MACKIN *et al.*, 1987; KRUSE and TARANIK, 1989).

Reflectance spectroscopy has been widely used in the identification of several other alteration pro-

ducts. For instance, XUAN *et al.* (1985) have identified typical REE absorption bands (570, 740, 790, 870, and 1,550 nm) in hydrothermally altered dolostones. Other studies have involved the identification of zeolites (EHMANN and VERGO, 1986), mixed-layer clays (CROWLEY and VERGO, 1988), illite crystallinity (KRUSE and HAUFF, 1989; HAUFF *et al.*, 1991; MASINTER and LYON, 1991), and the mineral buddingtonite, an ammonium-bearing feldspar (KROHN and ALTANER, 1987).

The effect of hydrothermal alterations on organic matter can be detected by reflectance determinations. ROWAN *et al.* (1991) have shown that there is a progressive overall decrease in the reflectance of shales with increasing thermal alteration of the contained carbonaceous material. Accordingly, organic matter maturity could be easily estimated in the field, and was delineated in Landsat-TM images (ROWAN *et al.*, 1992).

The identification of minerals in outcrops is extremely affected by the occurrence of weathered crusts and lichens, because radiation penetration in the VIS-NIR is very shallow (BUCKINGHAM and SOMMER, 1983). An outcrop with lichen cover will have its spectrum disrupted because lichens have absorptions around 680, 1,440, 1,730, 1,930, 2,100, and 2,300 nm (AGER and MILTON, 1987). A rock outcrop with an overall low reflectance will present a higher reflectance when covered by lichens.

Desert varnish is associated with the occurrence of a thin weathered layer which seems to be compositionally different from the underlying outcrop (DAVIS and BERLIN, 1989). Rocks with desert varnish, composed of minerals such as ferric- and manganese-oxides, commonly have overall reflectance lower than the uncoated rock, particularly in the shorter wavelength region (CHENEVEY and SPATZ, 1991).

Usually, the discrimination between different rock units is hindered because of the presence of similar alteration products over all the units. On the other hand, rock units with the same composition might exhibit distinctive spectral features if the exposures have been weathered differently. For example, WESTER and LUNDÉN (1985) have related the level of weathering and cover fraction by lichens with the age of basalts. In their study, they separated basalts of different ages because lichen cover and weathering produced an increase in the reflectance of basalts.

The spectral interpretation of image products has problems related to the vegetation and soil cover that can obscure the response from outcrops and affect the amount of available information (PARADELLA and VITORELLO, 1995; ALMEIDA-FILHO *et al.*, 1996). On the other hand, geobotanical data, such as indicator flora and vegetation density, have been applied to the mapping of geological features.

Some rock materials, such as hydrothermal alteration product, limestone, and serpentine, commonly causes the vegetation density to decrease, in contrast to fully vegetated areas (BROOKS, 1972; BILLINGS, 1950). For example, tin deposits associated with greisens and albitites that occur in granitoids of central Brazil, due to hydrothermal fluids, have been distinguished from unaltered areas by a MSS 7/5 ratio obtained during the rainy season (ALMEIDA-FILHO, 1984), because greisenised zones inhibit the development of the normal savanna vegetation that grows over the granitic terrain. Spectra from greisens are differentiated from lateritic soils developed over the granitoids in the red-blue portion because of ferric oxide absorption in the lateritic soils, and beyond 2,300 nm due to hydroxyl minerals in the greisenised areas (VITORELLO *et al.*, 1993).

4. Perspectives

In retrospective, the slow yet steadfast improvements in sensor technology and related processing techniques, since the 70's, have consolidated the use of remote sensing in geological mapping and mineral exploration. Traditionally,

studies with orbital imagery have attained discrimination rather than identification of ferric oxides and of a broad group of minerals composed of clays, sulfates, and carbonates (SULTAN *et al.*, 1986; ROTHERY, 1987; FERREIRA Jr. and MENESES, 1994; ALMEIDA-FILHO *et al.*, 1996). The Optical Sensor (OPS) of the JERS-1 (Fuyo-1) platform, in orbit since 1992, has the potential of showing discrimination between carbonates and clays, because it has three channels in the range of 2,000 to 2,400 nm (SOUZA and DRURY, 1994; YAMAGUCHI *et al.*, 1994). However, in practice, the images collected by this sensor have been seriously affected by noise problems.

Nonetheless, discrimination and identification of geologic materials can be achieved by airborne hyperspectral sensors and field spectroradiometers, provided the data are of adequate spectral resolution and are unaffected by the presence of vegetation, and atmospheric absorptions. High spectral resolution scanners, in particular, afford the identification of mineral variations over wide areas and facilitate field checking by highlighting the points of optimum geological interest.

Renewed interest in reflectance spectroscopy, provided by the successful use of advanced scanners and the planning of instruments for The Earth Observing System (EOS) platform, has introduced increased demands for improvements in reflectance determinations, particularly in the range of 2,000 to 2,500 nm. For identifying materials that show diagnostic absorption features, algorithms that use information from digital spectral libraries have been recently developed for integrated analysis of reflectance spectra collected by spectroradiometers or derived from hyperspectral sensors such as AVIRIS. For example, the techniques SAM (KRUSE *et al.*, 1993) and Tricorder (CLARK and SWAYZE, 1995) have been developed especially for classification of hyperspectral images. Basically, the objective of these techniques is to compare the reflectance spectra of the pixels with the reflectance spectra collected by spectroradiometers (spectral library). As a result, depending on the similarity relationships of the spectra, a map showing the surface distribution of some minerals can be obtained. Mineral mapping could be extended to areas where the geology is still relatively poorly known and mineral deposits unexplored.

Improvements in cost/effectiveness in the use of remote sensing for geological purposes require the combination of orbital imagery, special-tailored airborne and field surveys extended into the thermal infrared, and integration with geophysical and geochemical mapping.

REFERENCES

- ABRAMS M.J., 1984. Landsat-4 Thematic Mapper and Thematic Mapper simulator data for a porphyry copper deposit. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 50, 1171-1173.
- ABRAMS M.J., ASHLEY R.P., ROWAN L.C., GOETZ A.F.H. and KAHLE A.B., 1977. Mapping of hydrothermal alteration in the Cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36 μm . *Geology*, 5, 713-718.
- ABRAMS M.J., BROWN D., KEPLEY L. and SADOWSKI R., 1983. Remote sensing for porphyry copper deposits in Southern Arizona. *Economic Geology*, 78 (4), 573-581.
- ADAMS J.B. and ADAMS J., 1984. Geologic mapping using Landsat MSS and TM images: removing vegetation by modeling spectral mixtures. *Proceedings 3rd. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Colorado, USA, 16-19 April 1984* (Environmental Research Institute of Michigan), v. 2, 615-622.
- ADAMS J.B. and FILICE A.L., 1967. Spectral reflectance 0.4 to 2.0 microns of silicate rock powders. *J. Geophys. Res.*, 72, 5705-5715.
- AGER C.M. and MILTON N.M., 1987. Spectral reflectance of lichens and their effects on the reflectance of rock substrates. *Geophysics*, 52 (7), 898-906.
- ALMEIDA-FILHO R., 1984. Multiseasonal and geobotanical approach in remote detection of albitized-greisenized areas in the Serra da Pedra Branca granitic massif, Goiás state, Brazil. *Economic Geology*, 79 (8), 1914-1920.
- ALMEIDA-FILHO R. and VITORELLO I., 1996a. Remote sensing and field data integration in the definition of hydrothermally altered areas in vegetated terrain, in Central Brazil. *Int. J. Remote Sens.* (In Press).
- ALMEIDA-FILHO R. and VITORELLO I., 1996b. Mapping of hydrothermally altered areas in vegetated terrain, using multisource data integration and segmentation techniques. *Proceedings 18th. International Congress for Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna, 1996*, (ISPRS), v. 31, part B7, 7-12.
- ALMEIDA-FILHO R., VITORELLO I. and CORREIA V.R.M., 1996. Use of Landsat Thematic Mapper imagery as mineral prospecting tool in the Tin Province of Goiás, Brazil. *Geocarto International*, 11 (1): 61-69.
- AMOS B.J. and GREENBAUM D., 1989. Alteration detection using TM imagery: the effects of supergene weathering in an arid climate. *Int. J. Remote Sens.*, 10 (3), 515-527.
- BAIRD A.K., 1984. Rapid discrimination of granitic rock compositions by low-resolution near-infrared reflectance. *J. Geophys. Res.*, 89 (B4), 2491-2496.
- BENNETT S.A., 1993. Integration of Thematic Mapper data, field mapping, and ARC/INFO to delineate sediment-hosted disseminated gold projects in the Santa Teresa district, Sonora, Mexico. *Proceedings 9th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, California, USA, 8-11 February 1993* (Environmental Research Institute of Michigan), 779-891.
- BILDGEN P., BOULEGUE J. and SIMONIN A., 1984. Characterization of spectral signatures of aluminous formations (laterites and bauxites): possibilities of using satellite remote sensing for prospecting for aluminous minerals. *Proceedings 18th. International Symposium on Remote Sensing of Environment, Paris, France, 1-5 October 1984* (Environmental Research Institute of Michigan), 1383-1392.
- BILLINGS W.D., 1950. Vegetation and plant growth as affected by chemically altered rocks in the Western Great Basin. *Ecology*, 31, 62-74.
- BLOM R.G., ABRAMS M.J. and ADAMS H.G., 1980. Spectral reflectance and discrimination of plutonic rocks in the 0.45- to 2.45- μm region. *J. Geophys. Res.*, 85 (B5), 2638-2648.
- BOTHOREL A., CERVELLE B., CHOROWICZ J., TAMAIN G. and ALEM E.M., 1984. Spectral signatures (visible/near infrared) of rocks and ores: applications to remote sensing of three types of orebodies from S. Marocco. *Modern Geology*, 8, 277-294.
- BROOKS R.R., 1972. *Geobotany and biogeochemistry in mineral exploration*. Harper & Row, New York, 290.
- BUCKINGHAM W.F. and SOMMER S.E., 1983. Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering - application to remote sensing. *Economic Geology*, 78, 664-674.
- CERVELLE B.D., MAQUET M. and BOTHOREL A., 1981. Signatures spectrales de minerais nickelifères latéritiques. *Proceedings of the International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Avignon, France, 8-11 September 1981* (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing), 117-123.
- CHENEVEY M.J. and SPATZ D.M., 1991. Comparison of Landsat TM and TIMS imagery for differentiating lithologies at the Kane Springs Wash Caldera, Lincoln County, Nevada. *Proceedings 8th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Colorado, USA, April 29-May 2 1991* (Environmental Research Institute of Michigan), 687-693.

- CLARK R.N., KING T.V.V., KLEJWA M. and SWAYZE G.A., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res.*, 95 (B8), 12653-12680.
- CLARK R.N., SWAYZE G.A., HEIDEBRECHT K., GREEN R.O. and GOETZ A.F.H., 1995. Calibration to surface reflectance of terrestrial imaging spectrometry data: comparison of methods. *Proceedings 5th. Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, USA, 23-26 January 1995, JPL Publication 95-1* (Jet Propulsion Laboratory), v. 1, 41-42.
- CLARK R.N. and SWAYZE G.A., 1995. Mapping minerals, amorphous materials, environmental materials, vegetation, water, ice and snow, and other materials: the USGS Tricorder algorithm. *Proceedings 5th. Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, USA, 23-26 January 1995, JPL Publication 95-1* (Jet Propulsion Laboratory), v. 1, 39-40.
- CLOUTIS E.A. and GAFFEY M.J., 1991. Pyroxene spectroscopy revisited: spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry. *J. Geophys. Res.*, 96 (E5), 22809-22826.
- COLLINS W.E. and CHANG S., 1988. Application of Geophysical Environmental Research (GER) Airborne Scanner data for detection of hydrothermal alteration in Nevada. *Proceedings 6th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Houston, Texas, USA, 16-19 May 1988* (Environmental Research Institute of Michigan), 123-124.
- CONEL J.E. and ALLEY R.E., 1985. Lisbon Valley, Utah, uranium test case report. In *The Joint NASA/Geosat Test Case Project*, section 8, edited by H.N. Paley (Tulsa, USA), 158.
- CONEL J.E., GREEN R.O., VANE G., BRUEGGE C.J. and ALLEY R.E., 1987. AIS-2 radiometry and a comparison of methods for the recovery of ground reflectance. *Proceedings 3rd. Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, California, USA, 2-4 June 1987, JPL Publication 87-30* (Jet Propulsion Laboratory), 18-47.
- CROWLEY J.K., 1986. Visible and near-infrared spectra of carbonate rocks: reflectance variations related to petrographic texture and impurities. *J. Geophys. Res.*, 91 (B5), 5001-5012.
- CROWLEY J.K. 1991. Visible and near-infrared (0.4-2.5 μm) reflectance spectra of playa evaporite minerals. *J. Geophys. Res.*, 96 (B10), 16231-16240.
- CROWLEY J.K. and VERGO N., 1988. Visible and near-infrared (0.4- to 2.5- μm) reflectance spectra of selected mixed-layer clays and related minerals. *Proceedings 6th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Houston, Texas, 16-19 May 1988* (Environmental Research Institute of Michigan), 597-606.
- DAVIS P.A. and BERLIN G.L., 1989. Rock discrimination in the complex geologic environment of Jabal Salma, Saudi Arabia, using Landsat Thematic Mapper data. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 55 (8), 1147-1160.
- DRURY S.A. and HUNT G.A., 1989. Geological uses of remotely-sensed reflected and emitted data of laterized Archean terrain in Western Australia. *Int. J. Remote Sens.*, 10 (3), 475-497.
- EHMANN W.J. and VERGO N., 1986. Spectral discrimination of zeolites and dioctahedral clays in the near-infrared. *Proceedings 5th. Thematic Conference on Remote Sensing, Nevada, USA, September 29-October 2 1986* (Environmental Research Institute of Michigan), 417-425.
- ELVIDGE C.D., 1983. Effect of vegetation on airborne Thematic Mapper imagery of the Kalamazoo porphyry copper deposit, Arizona. *Proceedings 2nd. Thematic Conference on Remote Sensing for Geology Exploration, Texas, USA* (Environmental Research Institute of Michigan), 6-10.
- FARRAND W.H. and SINGER R.B., 1991. Spectral analysis and mapping of palagonite tuffs of Pavant Butle, Millard County, Utah. *Geophys. Res. Letters*, 18 (12), 2237-2240.
- FELDMAN S.C. and TARANIK J.V., 1986. Correlation between high resolution remote sensing imagery and hydrothermal alteration, Tybo mining district, Nevada. *Proceedings 5th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Nevada, USA, September 29-October 2 1986* (Environmental Research Institute of Michigan), 279-295.
- FERREIRA Jr. L.G. and MENESES P.R., 1994. Discrimination of hydrothermally altered zones through visible/near-infrared spectrometry and multispectral image processing. *Proceedings 10th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Texas, USA, 9-12 May 1994* (Environmental Research Institute of Michigan), v. 1, 127-137.
- GAFFEY S.J., 1984. Reflectance spectroscopy of carbonate minerals and rocks in the visible and near infrared (0.35-2.5 μm): potential as a tool for geologic mapping and exploration. *Proceedings 3rd. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Colorado, USA, 16-19 April 1984* (Environmental Research Institute of Michigan), 865-874.
- GAFFEY S.J., 1986. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near-infrared (0.35-2.55 μm): calcite, aragonite, and dolomite. *American Mineralogist*, 71, 151-162.
- GAFFEY S.J., 1987. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared

- (0.35-2.55 μm): anhydrous carbonate minerals. *J. Geophys. Res.*, 92 (B2), 1429-1440.
- GAFFEY S.J. and REED K.L., 1987. Copper in calcite: detection by visible and near-infrared reflectance. *Economic Geology*, 82, 195-200.
- GALVÃO L.S. and VITORELLO I., 1994. Spectral reflectance-lithostratigraphy of terrigenous rocks of the Parnaíba Basin, Brazil: chemical composition relationships. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (1), 22-31.
- GALVÃO L.S. and VITORELLO I., 1995. Quantitative approach in the spectral reflectance-lithostratigraphy of the Wind River and Southern Bighorn Basins, Wyoming. *Int. J. Remote Sens.*, 16 (9), 1617-1631.
- GALVÃO L.S. and VITORELLO I., 1996. Role of organic matter in obliterating the effects of iron on color and on spectral reflectance of Brazilian tropical soils. Submitted to *Int. J. Remote Sens.*
- GALVÃO L.S., VITORELLO I. and PARADELLA W.R., 1995. Spectroradiometric discrimination of laterites with Principal Components Analysis and additive modeling. *Remote Sens. Environ.*, 53, 70-75.
- GALVÃO L.S., VITORELLO I. and FORMAGGIO A.R., 1996. Relationships of spectral reflectance and color among surface and sub-surface horizons of tropical soil profiles. *Remote Sens. Environ.* (In Press).
- GAO B., HEIDEBRECHT K.B. and GOETZ A.F.H., 1993. Derivation of scaled surface reflectance from AVIRIS data. *Remote Sens. Environ.*, 44 (2/3), 165-178.
- HAUFF P., KRUSE F., MADRID R., FRASER S., HUNTINGTON J., JONES M. and WATTERS S., 1991. Illite crystallinity - case histories using x-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. *Proceedings 8th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Colorado, USA, April 29-May 2 1991* (Environmental Research Institute of Michigan), 447-458.
- HORNSBY J.K. and BRUCE W.D., 1986. Regional geobotany with TM: a Sudbury case study. *Proceedings 10th. Canadian Symposium on Remote Sensing, Alberta, Canada, 5-8 May 1986* (Canadian Remote Sensing Society), 601-609.
- HUNT G.R., 1979. Near-infrared (1.3-2.4 micrometers) spectra of alteration minerals - potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44, 1974-1986.
- HUNT G.R., 1980. Electromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In *Remote Sensing in Geology*, edited by B.S. Siegal, B.S. and A.R. Gillespie (New York), 5-45.
- HUNT G.R. and EVARTS R.C., 1981. The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks. *Geophysics*, 46, 316-321.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. silicate minerals. *Modern Geology*, 1, 283-300.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. carbonates. *Modern Geology*, 2, 23-30.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1972a. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV. sulphides and sulphates. *Modern Geology*, 3, 1-14.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1972b. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: V. halides, phosphates, arsenates, vanadates and borates. *Modern Geology*, 3, 121-132.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1973a. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VII. acidic igneous rocks. *Modern Geology*, 4, 217-224.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1973b. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IX. intermediate igneous rocks. *Modern Geology*, 4, 237-244.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1973c. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: VI. additional silicates. *Modern Geology*, 4, 85-106.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. and LENHOFF C.J., 1974. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IX. Basic and ultrabasic igneous rocks. *Modern Geology*, 5, 15-22.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1976a. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: XI. sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5, 211-217.
- HUNT G.R. and SALISBURY J.W., 1976b. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: XII. metamorphic rocks. *Modern Geology*, 5, 219-228.
- HUNT G.R. and WYNN J.C., 1979. Visible and near-infrared spectra of rocks from chromium-rich areas. *Geophysics*, 44, 820-825.
- HUTSINPILLER A. and TARANIK J.V., 1986. Detection of hydrothermal alteration at Virginia City, Nevada, using Airborne Imaging Spectrometer (AIS). *Proceedings 5th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Nevada, USA, September 29-October 2 1986*

- (Environmental Research Institute of Michigan), 473-481.
- KHIRE M.V., SHREEDHARA V. and MURTI M.V.R., 1984. Spectral properties and their correlation with textural, chemical, and mineral characteristics of laterites from Kerala, India. *Proceedings 3rd. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Colorado, USA, 16-19 April 1984* (Environmental Research Institute of Michigan), 651-659.
- KING T.V.V. and CLARK R.N., 1989. Spectral characteristics of chlorites and Mg-serpentine using high-resolution reflectance spectroscopy. *J. Geophys. Res.*, 94 (B10), 13997-14008.
- KROHN M.D. and ALTANER S.P., 1987. Near-infrared detection of ammonium minerals. *Geophysics*, 52 (7), 924-930.
- KRUSE F.A., 1987. Mapping hydrothermally altered rocks in the northern Grapevine mountains, Nevada and California, with an airborne imaging spectrometer. *Proceedings 3rd. Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, California, USA, 2-4 June 1987, JPL Publication 87-30* (Jet Propulsion Laboratory), 148-165.
- KRUSE F.A. and DIETZ J.B., 1991. Integration of optical and microwave images for geologic mapping and resource exploration. *Proceedings 8th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Colorado, USA, April 29-May 2 1991* (Environmental Research Institute of Michigan), 535-545.
- KRUSE F.A. and HAUFF P.L., 1989. Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and x-ray diffraction – potential for mapping with imaging spectrometers. *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vancouver, Canada, 10-14 July 1989* (IGARSS), v. 2, 965-968.
- KRUSE F.A., KIEREIN-YOUNG K.S. and BOARDMAN J.W., 1990. Mineral mapping at Cuprite, Nevada with a 63-channel imaging spectrometer. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 56 (1), 83-92.
- KRUSE F.A., LEFKOFF A.B., BOARDMAN J.W., HEIDBRECHT K.B., SHAPIRO A.T., BARLOON P.J. and GOETZ A.F.H., 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) – Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sens. Environ.*, 44 (2/3), 145-163.
- KRUSE F.A. and TARANIK D.L., 1989. Mapping hydrothermally altered rocks with the airborne imaging spectrometer (AIS) and the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vancouver, Canada, 10-14 July 1989* (IGARSS), 952-956.
- LANG H.R., BARTHOLOMEW M.J., GROVE C.I. and PAYLOR E.D., 1990. Spectral reflectance characterization (0.4 to 2.5 and 8.0 to 12.0 μm) of phanerozoic strata, Wind River Basin and Southern Bighorn Basin areas, Wyoming. *J. Sediment. Petrology*, 60 (4), 504-524.
- LEE K., 1985. Interactive digital image analysis of Landsat MSS images for mapping hydrothermal limonite. *Proceedings 4th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, California, USA, 1-4 April 1985* (Environmental Research Institute of Michigan), 293-299.
- LOUGHLIN W.P. and TAWFIQ M.A., 1985. Discrimination of rock types and alteration zones from airborne MSS data: the Samram-Shayban and Mahd Adh Dhahab areas of Saudi Arabia. *Proceedings 4th. Thematic Conference on Remote Sensing for Geology Exploration, California, USA, 1-4 April 1985* (Environmental Research Institute of Michigan), 207-225.
- MACKIN S., MUNDAY T. and HOOK S., 1987. Preliminary results from an investigation of AIS-1 data over an area of epithermal alteration: Plateau, Northern Queensland, Australia. *Proceedings 3rd. Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, California, USA, 2-4 June 1987, JPL Publication 87-30* (Jet Propulsion Laboratory), 120-131.
- MAGEE R.W., MOORE J.M. and BRUNNER J., 1986. Thematic Mapper data applied to mapping hydrothermal alteration in South West New Mexico. *Proceedings 5th. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Nevada, USA, September 29-October 2 1986* (Environmental Research Institute of Michigan), 373-388.
- MAQUET M.B., CERVELLE B.D. and GOUET G., 1981. Signatures of Ni^{2+} and Fe^{3+} in the optical absorption spectra of limonitic ore from New Caledonia: application to the determination of the nickel content. *Mineralium Deposita*, 16, 357-373.
- MASINTER R.A. and LYON R.J.P., 1991. Spectroscopic confirmation of increasing illite ordering with hydrothermal alteration of argillaceous ore in the Gold Bar mine, Eureka, CO, Nevada. *Proceedings 8th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Colorado, USA, April 29-May 2 1991* (Environmental Research Institute of Michigan), 563-571.
- MCKEON J.B. and MARSH S.E., 1982. Integrated analysis of high resolution field and airborne spectroradiometer data from an epithermal gold district. *Proceedings 2nd. Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Texas, USA, 6-10 December 1982* (Environmental Research Institute of Michigan), 151-171.

- MENESES P.R. and PORTO S.G., 1992. Ouso de sensoriamento remoto na caracterização do depósito de lateritas níquelíferas de Barro Alto-GO. *Proceedings 37th. Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Brasil, 9-15 December 1992* (Sociedade Brasileira de Geociências), v. 1, 153-155.
- MILTON E.J., 1987. Principles of field spectroscopy. *Int. J. Remote Sens.*, 8 (12), 1807-1827.
- MORRIS R.V., LAUER Jr. H.V., LAWSON C.A., GIBSON Jr. E.K., NACE G.A. and STEWART C., 1985. Spectral and other physicochemical properties of submicron powders of hematite (Fe_2O_3), Maghemite (Fe_2O_3), Magnetite (Fe_3O_4), Goethite (FeOOH), and lepidocrocite (FeOOH). *J. Geophys. Res.*, 90 (B4), 3126-3144.
- MUSTARD J.F., 1992. Chemical analysis of actinolite from reflectance spectra. *American Mineralogist*, 77, 345-358.
- PARADELLA W.R. and VITORELLO I., 1995. Geobotanical and soil spectral investigation for rock discrimination in the "caatinga" environment (Brazil) based on multi-temporal remote sensing data. *Canad. J. Remote Sens.*, 21 (1): 52-59.
- PARADELLA W.R., VITORELLO I., LIU C.C., MATTOS J.T., MENESES P.R. and DUTRA L.V., 1987. Spectral and spatial attribute evaluation of SPOT data in geological mapping of pre-cambrian terrains in semi-arid environment of Brazil. *Proceedings of the International Colloquium on SPOT 1 Image Utilization, Assessment, Results, Paris, November 1987* (Centre National D'Etudes Spatiales), 851-860.
- PETERS P.C., 1983. Use of airborne multispectral scanner data to map alteration related to roll-front uranium migration. *Economic Geology*, 78, 641-653.
- PODWYSOCKI M.H., SEGAL D.B. and ABRAMS M.J., 1983. Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*, 78, 675-687.
- PORTER W.M. and ENMARK H.T., 1987. A system overview of the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). In *Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS)*, edited by G. Vane, JPL Publication 87-38 (Pasadena), 3-12.
- PRICE J.C., 1994. How unique are spectral signatures? *Remote Sens. Environ.*, 49, 181-186.
- PROST G., 1980. Alteration mapping with airborne multispectral scanners. *Economic Geology*, 75 (6), 894-906.
- RAINES G.L., MCGEE L.G. and SUTLEY S.J., 1985. Near-infrared spectra of West Shasta gossans compared with true and false gossans from Australia and Saudi Arabia. *Economic Geology*, 80, 2230-2239.
- ROTHERY D.A., 1987. Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper imagery of the Oman Ophiolite. *J. Geol. Soc.*, 144, 587-597.
- ROWAN L.C., GOETZ A.F.H. and ASHLEY R.P., 1977. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near-infrared multispectral images. *Geophysics*, 42 (3), 522-535.
- ROWAN L.C. and KAHLE A.B., 1982. Evaluation of 0.46-2.36 μm multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, 77, 441-452.
- ROWAN L.C., KINGSTON M.J. and CROWLEY J.K., 1986. Spectral reflectance of carbonatites and related alkalic igneous rocks: selected samples from four North American localities. *Economic Geology*, 81, 857-871.
- ROWAN L.C. and LATHRAM E.H., 1980. Mineral exploration. In *Remote Sensing in Geology*, edited by B.S. Siegal and A.R. Gillespie (New York), 553-605.
- ROWAN L.C., PAWLEWICZ M.J. and JONES O.D., 1992. Mapping thermal maturity in the Chainman shale, near Eureka, Nevada, with Landsat Thematic Mapper images. *The American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 76 (7), 1008-1023.
- ROWAN L.C., SALISBURY J.W., KINGSTON M.J., VERGO N. and BOSTICK N.H., 1991. Evaluation of visible and near-infrared and thermal-infrared reflectance spectra for studying thermal alteration of Pierre Shale, Wolcott, Colorado. *J. Geophys. Res.*, 96 (B11), 18047-18057.
- ROWAN L.C., WETLAUFER P.H., GOETZ A.F.H., BILLINGSLEY F.C. and STEWART J.H., 1974. Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada by use of computer-enhanced ERTS images. *USGS Prof. paper* 883, 35 p.
- RUBIN T.D., 1993. Spectral mapping with imaging spectrometers. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 59 (2), 215-221.
- SARTURE C.M., CHRIEN T.G., GREEN R.O., EASTWOOD M.L., JOHNSON H.K., CHOVIK C.J., HAJEK P., HOLBROOK J.L., RANEY J.J. and HERNANDEZ M.A., 1995. Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS): sensor improvements for 1994 and 1995. *Proceedings 5th. Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, USA, 23-26 January 1995, JPL Publication 95-1* (Jet Propulsion Laboratory), v. 1, 145-148.
- SEGAL D.B. and MERIN I.S., 1989. Successful use of Landsat Thematic Mapper data for

- mapping hydrocarbon microseepage-induced mineralogic alteration, Lisbon Valley, Utah. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 55 (8), 1137-1145.
- SOUZA C.R. de and DRURY S.A., 1994. Frequency filtered Fuyo-1 (JERS-1) OPS data applied to geological mapping in Eritrea. *Proceedings 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Texas, USA, 9-12 May 1994* (Environmental Research Institute of Michigan), v. 1, 73-84.
- SULTAM M., ARVIDSON R.E. and STURCHIO N.C., 1986. Mapping of serpentine in the eastern desert of Egypt by using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14, 995-999.
- TARANIK D.L., KRUSE F.A., GOETZ A.F.H., ATKINSON W.W., 1990. Remote detection and mapping of supergene iron oxides in the Cripple Creek mining district, Colorado. *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Washington, USA, 20-24 May 1990* (IGARSS), 1707-1709.
- TOWNSEND T.E., 1987. Discrimination of iron alteration minerals in visible and near-infrared reflectance data. *J. Geophys. Res.*, 92 (B2), 1441-1454.
- VANE G. and GOETZ A.F.H., 1985. Introduction to the proceedings of the airborne imaging spectrometer (AIS) data analysis workshop. *Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, California, USA, 8-10 April 1985, JPL Publication 85-41* (Jet Propulsion Laboratory), 1-10.
- VANE G., GOETZ A.F.H. and WELLMAN J.B., 1983. Airborne Imaging Spectrometer: a new tool for remote sensing. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 22 (6), 546-549.
- VANE G. and GOETZ A.F.H., 1993. Terrestrial imaging spectrometry: current status, future trends. *Remote Sens. Environ.*, 44 (2/3), 117-126.
- VANE G., GREEN R., CHRIEN T.G., ENMARK H.T., HANSEN E.G. and PORTER W.M., 1993. The Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). *Remote Sens. Environ.*, 44 (2/3), 127-143.
- VINCENT R.K., 1977. Uranium exploration with computer-processed Landsat data. *Geophysics*, 42 (2), 536-541.
- VITORELLO I., ALMEIDA FILHO R. and GALVÃO L.S., 1993. Avaliação espectrorradiométrica de amostras de áreas de alteração hidrotermal em granitóides estaníferos de Goiás. *Proceedings 3rd. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Brasil, 7-11 November 1993* (Sociedade Brasileira de Geofísica), 983-987.
- VITORELLO I. and GALVÃO L.S., 1994. Correlacionamento litoestratigráfico de poços de perfuração por reflectância espectral. *Proceedings 38th. Congresso Brasileiro de Geologia, Santa Catarina, Brasil, 23-28 October 1984* (Sociedade Brasileira de Geociências), v. 1, 456-457.
- WESTER K. and LUNDÉN B., 1985. Laboratory measurements of spectral reflectance (0.4-2.3 μm) of basalts. *Proceedings 3rd. International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 December 1985, ESA SP 247* (Paris European Space Agency), 523-526.
- XUAN D., CHANG-HE M. and LAI-ZHI G., 1985. Spectral features of rocks and minerals from Beiyunobo region and metallogenetic forecast for REE in the central part of Inner Mongolia. *Proceedings 3rd. International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 December 1985, ESA SP 247* (Paris European Space Agency), 527-530.
- YAMAGUCHI Y., TSUCHIDA S., MATSUNAZA T. and LYON R.J.P., 1994. Evaluation of JERS-1/OPS data for lithologic mapping in Yerington, Nevada. *Proceedings 10th. Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Texas, USA, 9-12 May 1994* (Environmental Research Institute of Michigan), v. 2, 91-96.

PROPRIÉTÉS SPECTRALES DE MATÉRIAUX GÉOLOGIQUES ENTRE 400 ET 2 500 nm : SYNTHÈSE SUR LES APPLICATIONS A LA PROSPECTION MINÉRALE ET A LA CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE

Ícaro VITORELLO & Lênio Soares GALVÃO

L'identification des roches, des corps minéraux et des produits d'altération par télédétection dépend de la présence de minéraux ayant des propriétés spectrales spécifiques, de la sensibilité spectrale du capteur et d'autres facteurs (effets atmosphériques, végétation et couverture pédologique, lichens, états de surface). Entre 400 et 1 100 nm, l'absorption est attribuée aux transitions électroniques (Fe^{2+} et Fe^{3+}). Dans cet intervalle, les capteurs orbitaux à large bande spectrale disponibles depuis 1972 sont utilisés pour la discrimination de matériaux géologiques riches en oxydes de fer ou en minéraux ferro-magnésiens. Les techniques utilisées pour le traitement des images sont simples. Les compositions colorées, les rapports entre canaux et l'analyse en composantes principales sont des techniques appropriées pour la discrimination des roches mafiques et ultramafiques, des couvertures latéritiques et des « gossans », par exemple. Dans l'intervalle 2 000 à 2 500 nm, les bandes d'absorption étroites sont attribuées aux transitions d'origine vibratoire des groupes Al-OH, Mg-OH et CO_3 . Ainsi, diverses roches riches en carbonates et produits argileux associés à des processus hydrothermaux et d'altération sont caractérisées par la position, la profondeur et la forme des bandes d'absorption. Cependant, la discrimination et l'identification de ces matériaux géologiques sont possibles seulement avec des capteurs de résolution spectrale relativement élevée (comme, par exemple, les spectroimageurs aéroportés) et des techniques complexes de traitement d'images. Malgré cela, les capteurs disponibles offrent un grand intérêt pour la cartographie géologique future des régions peu étudiées, en particulier des régions à couverture végétale éparses.

BIBLIOGRAPHIE

Voir texte anglais.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Répartition des longueurs d'onde des capteurs orbitaux et aéroportés par rapport à un

appareil de laboratoire. Les numéros des canaux sont indiqués au début et à la fin d'une série de canaux, et les pouvoirs de résolution estimés sont indiqués à l'intérieur des blocs de canaux. Les bandes d'absorption atmosphérique sont indiquées en haut de la figure.

Figure 2 : Tracés caractéristiques observés pour les spectres d'hématite et de goéte avec les positions et les largeurs des bandes des scanneurs orbitaux et les bandes d'absorption de l'eau atmosphérique.

Figure 3 : Spectres de la calcite et de la kaolinite montrant les bandes d'absorption caractéristiques dues à CO_3 et Al-OH respectivement afin de les comparer avec les positions et les largeurs des bandes de Landsat-TM, JERS-1 OPS et GEOSCAN-MKII.

Figure 4 : Valeurs dérivées d'une image Landsat-TM en réflectance à partir d'unités cartographiables de roches métamorphiques et plutoniques : amphibolites (plus) ; migmatites (croix), gneiss hypersthène (point) ; gabbros (triangle), marbres-calcaire (carré) ; schistes (cercle). Les valeurs de réflectance sont des moyennes placées sur la longueur d'onde centrale de chaque canal, et reliées entre elles pour une meilleure visualisation.

LISTE DE TABLEAUX

Tableau 1 : Liste des capteurs, produits, caractéristiques de cibles, et information spectrale ayant une importance dans des applications géologiques.

Tableau 2 : Liste des minéraux, regroupés selon les caractéristiques optiques de leurs composants (éléments majeurs ou radicaux responsables de la présence de bandes d'absorption).

Tableau 3 : Minima d'absorption des transitions électroniques relatives aux ions ferriques et ferreux.

Tableau 4 : Minima d'absorption des vibrations moléculaires relatives aux sulfates et silicates.

Tableau 5 : Liste des éléments minéraux rencontrés dans certaines roches altérées.

PROPIEDADES ESPECTRALES DE LOS MATERIALES GEOLÓGICOS ENTRE 400 Y 2 500 nm : REVISIÓN PARA LAS APLICACIONES EN PROSPECCIÓN MINERAL Y CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Ícaro VITORELLO & Lênio Soares GALVÃO

La identificación por percepción remota de rocas, depósitos minerales y sus productos de alteración depende de la presencia de minerales con propiedades espectrales específicas de la sensibilidad espectral del sensor y de otros factores (efectos atmosféricos, vegetación y cobertura de suelos, líquenes y productos de alteración). Debido a las restricciones atmosféricas, sólo dos regiones espectrales son ampliamente utilizadas en aplicaciones geológicas. En la primera, Fe^{2+} y Fe^{3+} presentan amplias bandas de absorción en la faja 400-1 000 nm del espectro, las cuales están relacionadas con procesos de transiciones electrónicas. En general, rocas con minerales ferromagnesianos, o cubiertas con óxidos de hierro, son distinguidas espectralmente de las rocas silíceas por la presencia de estas bandas de absorción. Sensores generadores de imágenes montados en plataformas orbitales, disponibles desde 1972, suministran imágenes en amplias bandas en el mismo intervalo espectral de los procesos electrónicos y por lo tanto, son ampliamente utilizadas en la discriminación de materiales de la superficie ricos en óxidos de hierro. En estos casos son adecuadas algunas técnicas simples de procesamiento de imágenes tales como combinaciones de colores, cocientes de bandas y componentes principales, las cuales se han mostrado adecuadas para realzar cuerpos máficos y ultramáficos, crostas lateríticas y « gossans », por ejemplo. En el segundo intervalo ocurren absorciones en bandas estrechas en la faja 2 000-2 500 nm, debido a procesos vibracionales relacionados con Al-OH, Fe-OH, y CO_3 . Por lo tanto, varios tipos de rocas carbonatadas y productos arcillosos de alteración resultantes de procesos hidrotermales y de intemperismo son caracterizados por la posición, profundidad y forma de los rasgos de la curva. En cambio, la identificación y discriminación de rocas carbonatadas y arcillas de alteración requiere datos colectados por sensores con resolución espectral relativamente alta, tales como los obtenidos por algunos sensores aerotransportados generadores de imágenes disponibles (por ejemplo, AVIRIS). Tales datos no

son fácilmente obtenidos y requieren de un procesamiento complejo. Sin embargo, las posibilidades de visión espacial y temporal ilimitada ofrecida por sensores de alta resolución espectral abrirá la oportunidad para el mapeamiento mineral sistemático de regiones geológicas poco conocidas, particularmente aquellas con cobertura vegetal rala.

REFERENCIAS

Véase el texto francés.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 : Repartición de las longitudes de onda de los sensores en órbita y aerotransportados en comparación con un aparato de laboratorio. Los números de los canales están indicados al inicio y al final de una serie de canales, y las posibilidades de resolución estimadas, dentro de los bloques de canales. Se indican en la parte superior de la figura las bandas de absorción atmosférica.

Figura 2 : Formas características observadas de los espectros de hematita y goetita con las posiciones y el ancho de banda de los orbitales y las bandas de absorción del agua atmosférica.

Figura 3 : Espectros de la calcita y la caolinita en los que se observan de absorción debidas al las bandas CO_3 y al Al-OH, respectivamente, para comparalas con las posiciones y los aridros de banda de Landsat-TM, JERS-1 OPS y GEOSCAN-MKII.

Figura 4 : Valores derivados de una imagen Landsat-TM en reflectancia a partir de unidades cartografiabiles de rocas metamórficas y plutónicas...

(círculos). Los valores de reflectividad son las medias situadas sobre la longitud de onda central de cada canal y unidao entre sí para facilitar la visualización.

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1 : Lista de sensores, productos, rasgos del objetivo e información espectral de importancia para las aplicaciones geológicas.

Cuadro 2 : Lista de minerales agrupados según las características ópticas de sus componentes (elementos principales o radicales responsables de la presencia de bandas de absorción).

Cuadro 3 : Mínimos de absorción de transiciones electrónicas, relativos a los iones férricos y ferrosos.

Cuadro 4 : Mínimos de absorción de vibraciones moleculares, relativos a los sulfatos y silicatos.

Cuadro 5 : Lista de elementos minerales encontrados en determinadas rocas de alteración.

SUBSCRIPTION FORM

Photo Interprétation

Mail to :

Éditions ESKA, 5, avenue de l'Opéra, 75001 PARIS - FRANCE

Tél. 01 42 86 55 98 - FAX 01 42 60 45 35

YES, start sending me revue PHOTO-INTERPRÉTATION

*(1 year - 4 issues + suppl.)
(Airmail charges to be added)*

For the year 1996

FRANCE 1 158 FF

OUTSIDE FRANCE ... 1 340 FF

Payment enclosed

Name :

Company :

Address :

City : State : Zip code : Country :

Price per copy	Year 1993 :	290 FF	Year 1989 :	185 FF
	Year 91-92 :	250 FF	Year 1988 :	175 FF
	Year 1990 :	190 FF	Year 1987 :	165 FF

EXTENSION OF SOIL SPECTRA TO THE SATELLITE: ATMOSPHERE, GEOMETRIC, AND SENSOR CONSIDERATIONS

Alfredo R. HUETE

University of Arizona - Tucson, AZ 85721 USA

ABSTRACT

Satellite-based remote sensing is an invaluable tool for soil studies related to biogeochemical and carbon cycling, agriculture production, erosion and sediment yield, water balance, and trace gas models. Satellites offer repetitious, synoptic coverage which allow for the extension of local (indigenous) knowledge of soils to regional and global scales. Surface processes related to land-use and climate changes can be easily monitored at varying temporal and spatial scales and directional measurements of reflected energy offer clues regarding soil roughness, useful in energy balance formulations as well as in soil erosion and compaction studies.

As we progress from the field measurement system to satellite- and aircraft-based platforms, there are pronounced changes in data quality and resolution. The reflected radiance received at the satellite sensor is determined not only by the reflectance and absorptance properties of the soil surface but also by the scattering and absorption behavior of the components in the atmosphere. The information content received at the sensor is modulated by the atmospheric medium and may be further altered by the sun-target-sensor geometry. As the spatial dimensions (pixel) of the measurement increases, non-soil component signals "mix" into the pixel response, such as green biomass, litter, bark, ash, snow, etc. The relative importance of these factors varies with soil brightness, atmospheric turbidity, as well as the solar angles of incidence, sensor view angles, and wavelength. A complete understanding of these relationships, from the field to the satellite, is essential for the efficient utilization of remote sensing in soil studies.

In this paper, we analyze the relationships between field-based and space-based soil observations taking into account sensor wavebands, atmosphere, and sun-target-sensor geometric effects. We also examine the use of atmospheric correction and bidirectional reflectance models in the interpretation of the satellite signal received by major space- and airborne sensor systems. Fine and coarse spectra are utilized from such sensors as the Landsat

Thematic Mapper (TM) and Multispectral Scanner (MSS); Satellite pour l'Observation de la Terre (SPOT); and the aircraft-based Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and Advanced Solid-state Array Spectroradiometer (ASAS). Future sensor systems such as SPOT-VEGETATION, Landsat 7, and the Earth Observing System (EOS) sensors are also discussed.

Satellite-based remote sensing is an extremely invaluable tool in the study of soils from local to global scales. Through the satellite, one is able to obtain synoptic coverage that allows for the extension of local, indigenous knowledge of soils to regional and global scales. Quantitative assessments of homogeneity or spatial variability of soil units can be made at the landscape level (BAUMGARDNER *et al.*, 1985). Satellite derived, digital data sets are overlaid with topographic, climatic, geologic, and land-use data sets in a Geographic Information System (GIS) format to analyze soil spatial variations as functions of soil forming factors and human-induced disturbances. Such studies involving soils are increasingly being integrated into biogeochemical models, agriculture production models, sediment yield models, water balance models, trace gas models, climate models, and carbon-balance models, at regional and global scales (IGBP, 1992).

Satellite-based remote sensing platforms offer spatial and temporal extension of soils information. Current sensors can measure directional fluxes of reflected energy from the earth's surface as a function of wavelength, viewing direction, and polarization state. Spectral variations in the reflected signal provide information regarding basic soil mineralogical and organic properties (IRONS *et al.*, 1989; STONER and BAUMGARDNER, 1981; CONDIT, 1970). In the temporal domain, satellite-based remote sensing provides repetitious synoptic views of the earth's surface. Therefore, it is useful in monitoring soil properties, particularly over sensitive transition regions where rapid changes in surface processes are likely to occur in response to climatic changes and land-use activities. Directional

measurements of soil surface reflected energy enable estimates of “roughness” as well as hemispherical “albedo”, useful in energy balance formulations and in soil erosion and compaction studies.

As we progress from a laboratory or field measurement system to satellite- and aircraft-based platforms, there are pronounced changes in data quality and resolution, in spectral, spatial, geometric, temporal, and radiometric senses. The reflected radiance received at the satellite sensor is determined principally by two factors: (1) the reflectance and absorptance properties of the surface components; and (2) the scattering and absorption behavior of the components in the atmosphere. The information content for soils is modulated by the atmospheric medium and altered by the sun-target-sensor geometry. Furthermore, the relative importance of these factors varies with soil brightness, atmospheric turbidity, as well as the solar angle of incidence, sensor view angle, sun and sensor relative azimuthal angles, and wavelength (COULSON *et al.*, 1965).

From satellite platforms, we sample limited and discrete portions of the electromagnetic spectrum. Similarly, we obtain data at much coarser spatial resolution such that spectral contributions from non-soil components mix into or contaminate the pixel-derived soil signal. Contaminants may include: standing green biomass, senesced vegetation, litter, bark, ash/charcoal, rock outcrops, and possibly snow, water and ice. We also need to be concerned about macro- and microscale topographic variations, such as aspect, slope, and elevation. Geometrically, we must rely on limited observations at a few view and azimuthal orientations and an even smaller range of solar zenith angles. This restricts our ability to reconstruct the bidirectional reflectance factor properties of soil surfaces. Finally, in a temporal sense, we are limited to the

orbital repeat cycles of the satellite sensor and the extent of clear observations with minimal cloud contamination.

For these reasons it is important to better understand and integrate satellite remote sensing data with field and laboratory measurements. A complete understanding of these relationships provide the basis to apply remote sensing techniques to the synoptic mapping and analysis of soils and landscape patterns. In this paper, we extend ground-based soil spectra to space-based observations taking into consideration sensor wavebands, atmosphere, and sun-target-sensor geometric effects. We also extend aircraft- and space-based data to the ground through atmospheric correction algorithms. With each step, we examine potential impacts of atmosphere, topography, and geometry on the interpretation of remotely-sensed soil signals received by major space- and airborne sensor systems.

1. SATELLITE AND AIRBORNE SENSOR SYSTEMS

There are several air- and space-based, platform systems commonly used in the study of soils and associated terrestrial surfaces. There are also experimental sensors and many future sensor systems planned for launch over the next few years that will greatly aid in the study of soils by providing considerable improvements in spectral, temporal, and viewing angle domains.

1.1 Satellite and Airborne Observations

The current Landsat, Satellite pour l’Observation de la Terre (SPOT) and NOAA satellite series are summarized in **Table 1**. The Landsat sensors inclu-

Table 1: Current Satellite Sensors with Spectral Regions between 0.4 and 2.5 μm .

Sensor	Spectral Regions (μm)	Pixel size at nadir	Repeat Cycle	Field of View
Landsat 4, 5 Thematic Mapper (TM)	0.45 - 0.52 0.52 - 0.60 0.63 - 0.69 0.76 - 0.90 1.55 - 1.75 2.08 - 2.35	30 m	16 days	185 km
Landsat 4, 5 Multispectral Scanner (MSS)	0.5 - 0.6 0.6 - 0.7 0.7 - 0.8 0.8 - 1.1	82 m	16 days	158 km
SPOT - 2, 3 HRV	0.55 - 0.59 0.61 - 0.68 0.79 - 0.89	20 m	26 days with pointing capability for shorter cycles ($\pm 27^\circ$ point)	60 km
NOAA - 6-12 AVHRR	0.58 - 0.68 0.725 - 1.1	1.1 km	12 hours	2400 km

de the Multispectral Scanner (MSS) system and the Thematic Mapper (TM) system, which orbit the earth in a near-polar, sun synchronous pattern at a nominal altitude of 705 km and equatorial crossing at 9:45 A.M. local solar time. In addition to the six bands listed for the Landsat TM, a thermal channel (10.4 - 12.5 μm) is available at 120 m pixel size. The SPOT-2 and SPOT-3 satellites circle the earth with near-polar, sun synchronous orbits, crossing the equator at 10:30 A.M. local solar time at a nominal altitude of 832 km. The SPOT high resolution visible (HRV) sensor has pointable optics allowing for off-nadir viewing ($\pm 27^\circ$) across track. The NOAA satellites, series 6 through 12, contain the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) sensor with a visible and near-infrared channel as well as three additional thermal emittance channels in the range from 3.55 to 12.5 μm . The AVHRR orbits at an altitude of 833 km with a wide field of view ($\pm 55.4^\circ$) providing a repeat cycle of 12 hours. The even numbered AVHRR cross the equator at 7:30 A.M. while the odd-numbered sensors cross at 2:30 P.M. for their daytime image acquisitions. A good review of these sensor systems can be found in LILLESAND and KIEFER, 1994.

Airborne sensor systems normally involve new, experimental sensors which are flown to provide new insights and information regarding the quantitative assessment of earth surface features. Such experiments include, although are not limited to:

1. Better placement of bandwidths, both narrower and more frequent, and better located to exploit the unique optical properties of the surface.
2. Minimization of atmospheric contamination via better definition of atmospheric windows and narrower channels (e.g., avoid water vapor absorption regions).
3. Higher and improved spectral stability and calibration accuracy of new sensor channels and systems.

The Airborne Visible-Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) sensor is of particular interest in soil spectral studies. This imaging spectrometer acquires high resolution spectra from 400 to 2500 nm sampled with a nominal spectral bandpass of 10 nm to produce 224 channels of data per imaged pixel (FARRAND *et al.*, 1994). This enables one to observe high resolution spectra associated with unique absorption features of various minerals and organic constituents, which are typically lost if coarse wavebands are utilized. This sensor is a whiskbroom scanner with four grating spectrometers that is normally flown on NASA's ER-2 at an altitude of 20 km, resulting in a swath width of 10 km (30° FOV) and a 20 m pixel size. The Advance Solid-State Array Spectroradiometer (ASAS) is another airborne imaging spectroradiometer that acquires nadir and off-nadir digital image data for 62 spectral bands in the visible and

near-infrared at 10 nm spectral resolution. Using pushbroom scanning, ASAS is able to acquire images at off-nadir look angles up to 70° fore and 55° aft along-track (IRONS *et al.*, 1991). In this paper, we present ASAS imagery flown over Walnut Gulch, Arizona in 1991 and over the HAPEX-Sahel field campaign in Niger, West Africa in 1992. A review of other commercially available airborne imaging spectrometers can be found in LILLESAND and KIEFER (1994).

1.2 Future sensors

A wide array of improved sensor systems will be launched within the next few years. The Earth Observing System (EOS), an international earth science program for global change research and monitoring, will begin in 1998 with EOS AM-1, and extend over a period of at least 15 years (WICKLAND, 1989). The AM denotes a sun-synchronous polar orbit with a descending southward equatorial crossing in the morning. In the year 2000, EOS PM-1 will be launched into a sun-synchronous polar orbit with an ascending northward equatorial crossing in the afternoon. The Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) is the key instrument being developed to fly on each of the AM and PM platforms (SALOMONSON *et al.*, 1989; RUNNING *et al.*, 1994). MODIS will provide comprehensive and frequent global coverage of the earth with a two-day repeat cycle over a wide ($\pm 55^\circ$) field-of-view, scanning 2300 km. MODIS will image in 36 bands (seven of which are primarily for terrestrial applications) with spatial resolutions of 250 m, 500 m, and 1 km.

The Multi-Angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR) will also fly on the EOS-AM platform and will routinely provide multiangle, continuous coverage of the earth on a nine-day repeat cycle (DINER *et al.*, 1991). MISR will image the same point on the ground with nine separate pushbroom CCD cameras to image at nine along-track angles (0° , $\pm 26.1^\circ$, $\pm 45.6^\circ$, $\pm 60^\circ$, $\pm 70.5^\circ$). MISR will image in four narrow spectral bands centered at 443, 555, 670, and 865 nm at switchable pixel resolutions that include 275 m (nadir), 550 m, 1.1 km, and 2.2 km (off-nadir cameras). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) is a high spatial resolution multispectral imager, designed and built by the Japanese and ready for launch on the EOS-AM platform (YAMAGUCHI *et al.*, 1993). The instrument will have three bands in the visible and near-infrared at 15 m pixel resolution. In addition, there will be six bands in the spectral range 1000 to 2500 nm with 30 m pixel resolution, and five bands in the thermal infrared with 90 m resolution. A backward-viewing telescope will provide the capability for same-orbit stereo data in a single, near-infrared channel at 15 m resolution.

The Global Imager (GLI) is part of the Japanese earth observation (long term) program to be inclu-

ded in the ADEOS-II Program. The Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER) is a CNES sensor which also flies onboard the ADEOS-II system. ADEOS-II flies at a nominal altitude of 803 km and cross the equator at 10:30 A.M. every four days in sun synchronous orbit. It has 36 channels, of which 27 are in the 0.38 to 2.5 μm region. The pixel resolution varies between 250 m (six channels) and 1 km. One of the listed science objectives for the GLI is soil organic matter and soil iron content. The Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) was launched in 1996 and providing global monitoring data sets at 1 km resolution with a 58.3° swath width and equatorial crossing time of noon. SeaWiFS will acquire image data in eight bands centered at 412, 443, 490, 510, 555, 670, 765, and 865 nm, providing useful information related to soil color and other physical properties.

In 1998, SPOT-4 will be launched and will deliver measurements specifically to monitor land surface parameters with a frequency of once per day on a global basis at 1.15 km spatial resolution (50.5° field-of-view or 2200 km swath). This will be complemented by the usual, high spatial resolution measurements of the SPOT series of sensors, thus allowing for multi-scale approaches to surface parameterization. The waveband centers include, 450, 645, 835, and 1645 nm. The system, which is known as SPOT-VEGETATION, will also include a blue channel. The Landsat 7 TM is currently planned to be launched in 1998 and fly in formation with the EOS-AM platform. Some of the improvements planned for Landsat 7 include a 15 m panchromatic band and a 60 m thermal band.

1.3 Comparison of Soil Spectral Signatures

In **Figure 1**, the spectral signatures of an iron-rich, organic-rich, and sandy soil are shown, representative of the range of typical soil spectral curve shapes as reported by CONDIT (1970) and STONER and BAUMGARDNER (1981). Also shown are what the continuous spectra would look like given the limited number of wavebands and coarse spectral resolution of many satellite systems. This was accomplished by averaging continuous, 10 nm field spectra to the bandwidths of TM, SPOT, MODIS, and AVHRR. Most sensors sample in approximately the same portions of the reflectance spectrum (e.g. center bandwidth location of the red band is fairly similar for all sensors). Some soils, such as the dark organic soil (**Figure 1b**), are fairly well represented by only a few bands, while significant gaps in spectral behavior, such as the 600 and 740 nm inflection points, are lost with two-, three-, and four-band representations of iron-rich soils and sands (**Figures 1a, 1c**). The curve shapes of the soil spectra are essentially lost with two-band sensors (AVHRR) and are significantly degraded with the three-band SPOT sensor.

2. ATMOSPHERIC INFLUENCES

Remote sensing data are available only for regions of the electromagnetic spectrum where the atmosphere is not opaque. For the case of aircraft and satellite observations, the atmosphere influences both the solar irradiance at the surface and the reflected radiance reaching the sensor. On clear, dry days most of the irradiance is direct from the sun, with diffuse (sky) radiation making up only 10 - 15% of the sunlight (IDSO *et al.*, 1966). On hazy days, a much more significant amount of incident radiation (>30%) is diffuse due to atmospheric scattering. The distribution of solar energy at the earth's surface is thus influenced by atmospheric scattering by molecules and particulates, and by gaseous absorption.

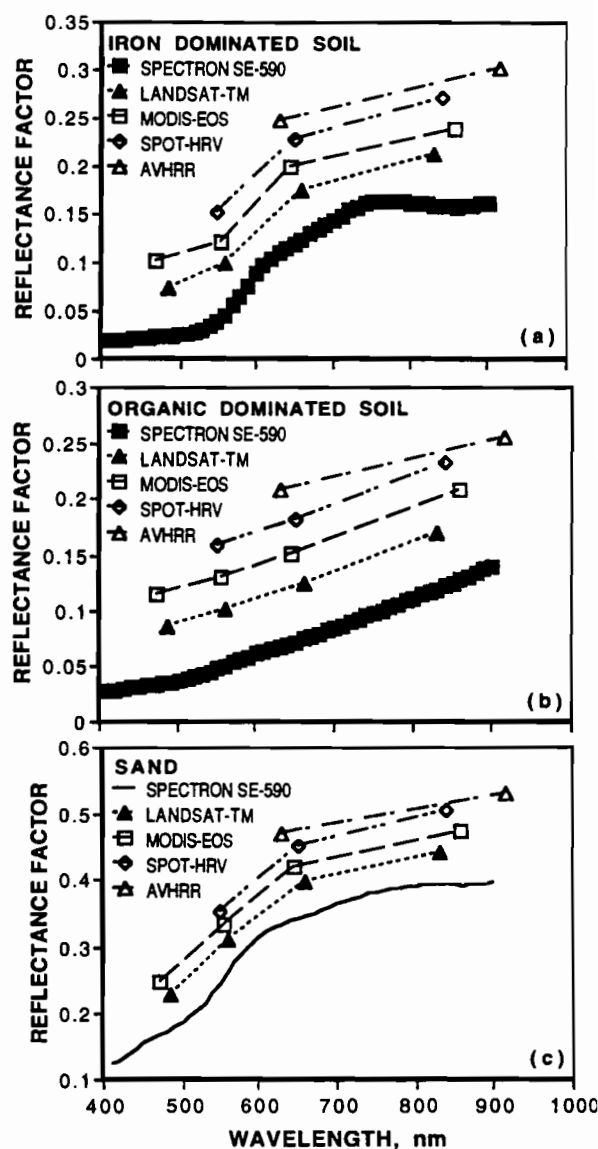


Figure 1: Comparison of continuous, 10 nm, ground spectra with averaged TM, MODIS, SPOT, and AVHRR sensor responses for an iron dominated (a), organic dominated (b), and sandy (c) soils. Sensor responses are scaled on top of each other for visualization.

In the 0.4 to 2.5 μm region there are seven gases which produce observable features in soil spectral signatures; water vapor (H_2O), carbon dioxide (CO_2), ozone (O_3), nitrous oxide (N_2O), carbon monoxide (CO), methane (CH_4), and oxygen (O_2). These gases, and in particular water vapor, affect approximately half of the spectral region from 0.4 to 2.5 μm . The strong water absorption bands at 1.45 and 1.95 μm completely attenuate solar energy and render these wavelengths useless for the study of soils from space. Secondary water absorption bands in the NIR, at approximately 1.1, 0.9, 0.8, and 0.7 μm , impact on the AVHRR-NIR band (0.725 to 1.1 μm). The Landsat TM and SPOT-HRV, which possess bands of 0.76 - 0.90 μm and 0.79 - 0.89 μm , respectively, significantly remove water vapor problems by avoiding the secondary water absorption regions near 0.7 and 0.9 μm . The future MODIS and MISR sensors may remove water vapor problems entirely with a band from 0.841 to 0.876 μm that avoids the smaller water absorption feature at 0.835 μm .

Molecular scattering (Rayleigh) is strongly wavelength dependent, being stronger at shorter wavelengths, and is mostly responsible for the atmosphere having a diffuse radiance. The more hazy (or turbid) the atmosphere, the stronger the diffuse component or sky illumination component. Scattering within the atmosphere creates an upward "path radiance" that augments the signal received at the sensor. Consequently, the atmosphere simultaneously reduces a surface reflected signal through a wavelength dependent transmission (attenuation) function, and adds its own atmospheric signal, known as the "upward path" (sky) radiance. Depending on the wavelength and the "brightness" of the soil surface, as well as the turbidity of the atmosphere, the signal received at the sensor may be lower, higher, or unchanged relative to the ground signal. For a dark surface, atmospheric attenuation will be minimal but the path radiance contribution may far exceed the ground signal, particularly at shorter wavelengths.

The composition and therefore, influence of the atmosphere is very dynamic exhibiting large variations in space and time. In this section, we explore how the various absorption and scattering processes affect the soil signal received at the sensor and we discuss how the atmosphere alters what is considered "useful" spectral properties from field data. The impact of human activity is especially relevant for soils and atmospheric studies since the use and misuse of the soil environment affect the composition of the atmosphere via eolian erosion and dust transport as well as pollution and deposition. Saharan dust, for example, is often transported across the Atlantic and deposited in the southeastern U.S., or carried across the Mediterranean to Europe (KING *et al.*, 1992).

2.1 Atmosphere Radiative Transfer

To fully realize the potential of satellite data for land monitoring applications, one needs to convert the sensor signal to values independent of atmospheric conditions, i.e., surface leaving radiances or reflectances (MORAN *et al.*, 1992). In **Figure 2a** we see three soil spectral signatures, in scaled radiances, as measured by the AVIRIS sensor over the Walnut Gulch Experimental Watershed. The scaled radiances represent the original, digital numbers (DN's) of an image converted into radiances at the sensor via the calibration coefficients supplied with the image data. The radiance values possess both signal contributions from the soil surface as well as the intervening atmosphere and the radiances drop to zero over the intense water absorption regions, due to the complete attenuation of solar radiation by the atmosphere. The radiances, $L(\lambda)$, at the sensor are related to the surface spectral reflectances, $\rho(\lambda)$, and atmospheric properties:

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) + \rho(\lambda) [F_d(\lambda) T(\lambda) / \pi] / [1 - s(\lambda) \rho(\lambda)], \quad (1)$$

where $L_0(\lambda)$ is the atmospheric path radiance or atmospheric scattering of solar radiation, $F_d(\lambda)$ is the spectral downwelling flux, $T(\lambda)$ is the transmission of surface reflected solar radiation, and $s(\lambda)$ is the atmospheric backscattering coefficient of upwelling radiation. The transmission term reduces the surface reflected signal detected by the sensor while the path radiance term adds a non-surface related signal to the sensor.

Variations in at-sensor radiances can be reduced greatly by normalizing the radiance signal by the exo-atmospheric solar irradiance, i.e., by expressing the radiances in reflectance units known as apparent reflectances, $\rho^*(\lambda)$:

$$\rho^*(\lambda) = \pi L(\lambda) / F_0(\lambda) \mu_0, \quad (2)$$

where F_0 is the extraterrestrial solar flux and μ_0 is the cosine of the solar zenith angle.

Expressing apparent reflectances in terms of surface reflectance, equation 1 reduces to:

$$\rho^*(\lambda) = \rho_0(\lambda) + \rho(\lambda) F_d(\lambda) T(\lambda) / F_0(\lambda) \mu_0. \quad (3)$$

In **Figure 2b**, the AVIRIS derived radiances have been converted to top-of-the-atmosphere, apparent reflectances and then to surface reflectances using the Atmosphere Removal Program (ATREM), an atmospheric radiative transfer code (GAO *et al.*, 1992). Aside from the two primary water absorption bands, a significant amount of the gaseous absorption effects and attenuation are removed with atmospheric correction. Some of the remaining spikes in the signature are noise associated with uneven corrections for specific gases (e.g., the water absorption band at 1.15 μm was overcorrected). The strong scattering (Rayleigh) contribution in the blue is also readily apparent as seen by ratioing apparent reflectance by surface reflectance (**Figure 2c**). Thus, soil spectral signatures that are

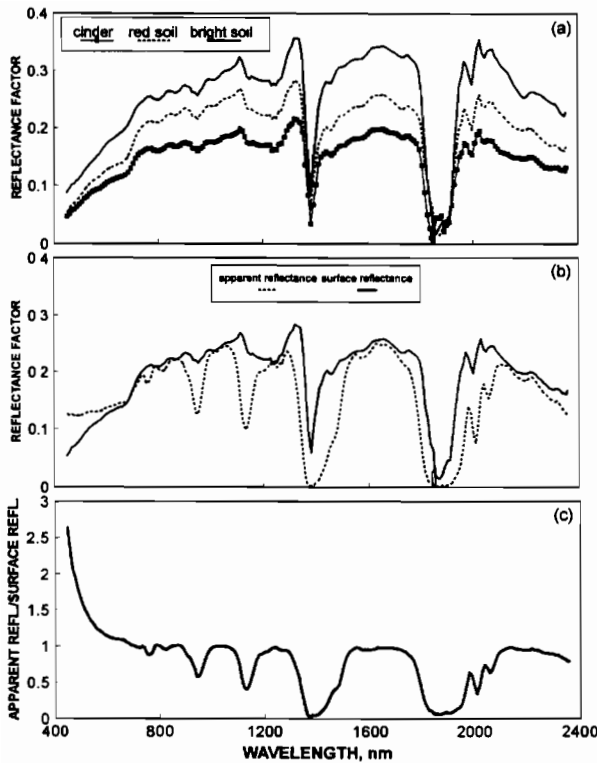
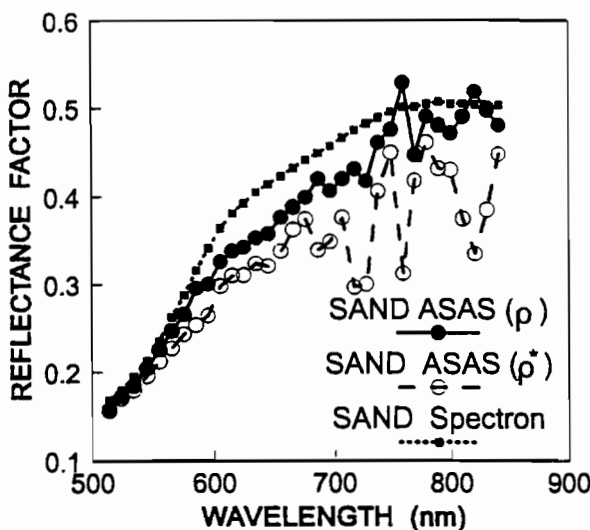


Figure 2: AVIRIS spectra in scaled reflectance factor for three soils (a), apparent and surface reflectance for the red soil (b), and the ratio of apparent and surface reflectances for the red soil (c).

contaminated with atmosphere tend to possess higher blue and green responses and are attenuated by gas absorptions, particularly the secondary water vapor absorption regions, such as at 920 and 830, and by the oxygen band near 760 nm.

Similarly, ASAS spectral signatures of sand during the HAPEX-Sahel experiment in Niger, Africa, reveal similar atmospheric effects (Figure 3). Apparent reflectances, as measured by the sensor possess a high degree of atmospheric

Figure 3: Comparison of ASAS-derived apparent reflectance (ρ^*) and ASAS-derived surface reflectance (ρ) with ground-measured reflectance (Spectron).



contamination which is considerably reduced with an atmospheric correction model, in this case the "5S" radiative transfer code (TANRÉ *et al.*, 1990). The atmospheric correction has done much to remove the water absorption features and restore the original soil signature. The oxygen absorption band was overcorrected, leaving a noisy spike at 760 nm. As a comparison, a ground measured sand spectral signature is also displayed. Note that there is a large, "scale" difference between the ASAS and ground-based measurement (20 m vs. <0.5 m) and the ASAS measure most likely included some shrub vegetation and dead plant material.

Currently, atmospheric corrections are accomplished via simultaneous measurements of the scattering and absorption processes of the atmosphere (optical depths) and using a radiative transfer code such as LOWTRAN (KNEIZYS *et al.*, 1988), "5S" (TANRÉ *et al.*, 1990), or "6S" (VERMOTE *et al.*, 1996) to compute the relationship between surface reflectances and the satellite signals (HOLM *et al.*, 1989; MORAN *et al.*, 1990). The basic difference between "5S" and "6S" is the inclusion of non-Lambertian surfaces for atmospheric backscattering in the "6S" code. A review of algorithms for atmospheric correction can be found in FRASER *et al.* (1992).

2.2 Molecular and Gaseous Corrections

The effect of molecular scattering (Rayleigh scattering) on the upward path radiance can be corrected quite easily as molecular concentrations mostly vary with altitude and take place in atmospheric layers that are above the aerosol layer. Relatively easy corrections can also be made for gaseous absorption (water and ozone), especially when the sensor bands are outside the major absorption zones. Apparent reflectances are corrected for molecular effects by:

$$\rho^*_r(\lambda) = [\rho^*(\lambda) - \rho_m(\lambda)] / T_m(\lambda), \quad (4)$$

where $\rho^*_r(\lambda)$ are the molecular-corrected apparent reflectances, $\rho_m(\lambda)$ are the normalized path radiances associated with Rayleigh scattering, and $T_m(\lambda)$ is transmission of surface reflected solar radiation through an aerosol-free (molecular only) atmosphere (KAUFMAN and TANRÉ, 1992).

Figure 4 shows spectral signature differences among surface reflectance, apparent reflectance, and Rayleigh and gas corrected reflectances for an atmosphere measured at HAPEX-Sahel, which had an aerosol optical depth of 0.20 at 0.55 μm with 36° solar zenith angle. As one can see the atmosphere had a large effect on the spectral signature of dark surfaces (Figure 4a), while having minimal effects on brighter, sand surfaces (Figure 4b). The bright sand experienced a loss in signal due to atmospheric attenuation with little apparent change at the shorter wavelengths. A correction for gases and Rayleigh scattering shows that most of the change in signal for the dark soil has been restored

in this case (Figure 4a). The ratio of “at-sensor” reflectance to surface reflectance (Figure 4c) show the widely differing influence of the atmosphere over surfaces of varying brightness. Again, a gas and Rayleigh correction considerably minimized atmospheric effects in this case.

2.3 Aerosols

Aerosols are important components of the earth-atmosphere system, affecting atmospheric visibility, the earth’s radiation budget, and the remote sensing of the earth’s surface from space (KING *et al.*, 1992 ; HOLBEN *et al.*, 1992). Wind-blown dust from desert regions, anthropogenic emissions from industrial

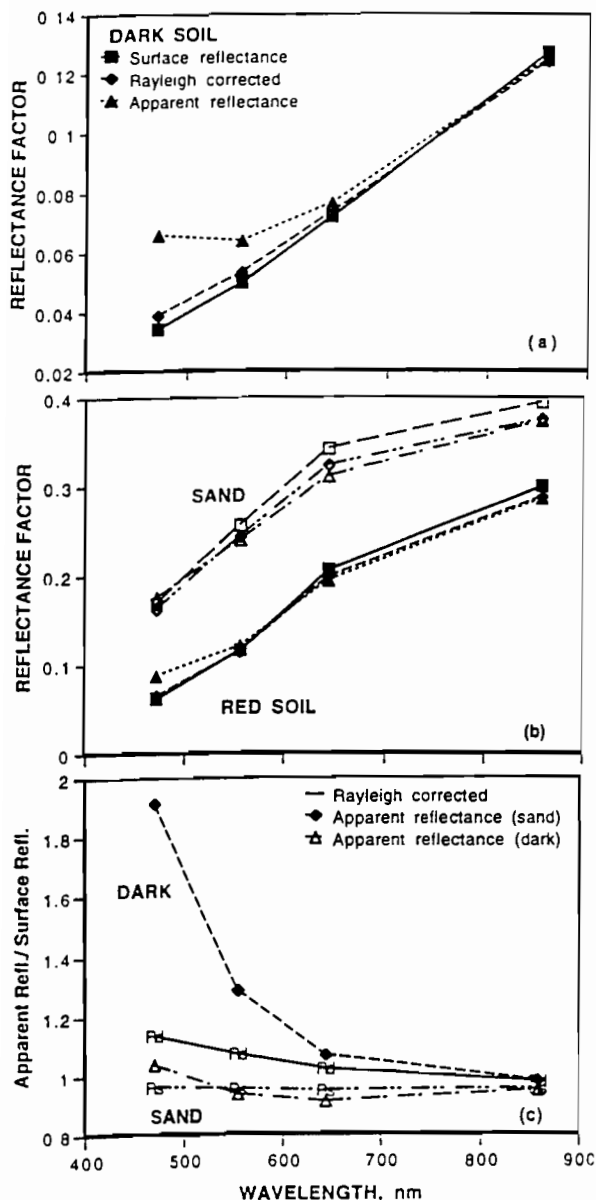


Figure 4: Comparisons of apparent reflectance, Rayleigh corrected reflectance, and surface reflectances for three soils (a, b) from an atmosphere measured at HAPEX-Sahel; and the ratio of apparent reflectances to surface reflectances for the dark and sandy soils (c). R_d and R_s are the Rayleigh corrected reflectances for the dark and sandy soil, respectively.

activity, sea salt aerosol from the ocean, biomass burning, and cloud droplets are all important sources of atmospheric aerosol particles (HOLBEN *et al.*, 1991). The correction for aerosols over the land is very difficult due to the problem in distinguishing the reflection of solar radiation by a highly variable surface from the backscattering by the aerosol layer. Correction for aerosol properties requires knowledge of the aerosol optical thickness, phase function, and single scattering albedo. Correction methods are normally based on the derivation of one aerosol parameter from space (optical thickness or path radiance) and computing the others using empirically-based models (KAUFMAN, 1993).

Figure 5 shows different levels of aerosol loadings, represented as “horizontal visibilities”, simulated on top of bright, dark, and red soils using the LOWTRAN atmospheric radiative transfer code. The soil spectral signatures were altered greatly as visibility decreased in response to greater aerosol loadings. The bright soil signature (Figure 5a) was attenuated greatly at longer wavelengths, whereas the path radiance contribution offset this attenuation in the “green” waveband, resulting in no net change in signal. In the blue waveband, the path radiance contribution exceeded attenuation effects. For a dark soil (Figure 5b), increasing turbidities (lower visibilities) raised the soil spectral response, with the increase being most strongly felt in the shorter wavebands. The red soil had intermediate behavior with the path radiance contribution offsetting the attenuation effect exactly in the red waveband (Figure 5c).

As supported by Figure 5b, the influence of aerosol optical thickness can be derived most accurately over terrain having a dark surface. However, this requires that the value of surface reflectance be known *a priori* with high precision in order to reduce the uncertainties in derived values of aerosol optical thickness. The dense dark vegetation (DDV) and dark object subtraction (DOS) methods are examples of such atmospheric correction techniques (TEILLET and FEDOSEJEVS, 1996). They require assumptions of “dark object” reflectances and assume uniformity in aerosol composition across the image, unless other “dark” surfaces are present. MORAN *et al.*, 1992, evaluated the dark object subtraction with other methods using Landsat Thematic Mapper (TM) data and low altitude aircraft and found the dark technique to be very inaccurate, particularly in the NIR. They were able to achieve good results by combining the image-based DOS with a high precision radiative transfer code, although this was done for relatively clear, low optical depth atmospheres.

2.4 Clouds

A major reason for being able to discriminate clouds and cloud shadows is to mask out cloud contamination in the determination of surface pro-

properties. For cases of large-scale cloudiness, the distinction between clear and cloudy scenes is relatively straightforward during the day. For cases of optically thin cloud (e.g. cirrus), subpixel clouds, or clouds over snow and ice, the distinction can be

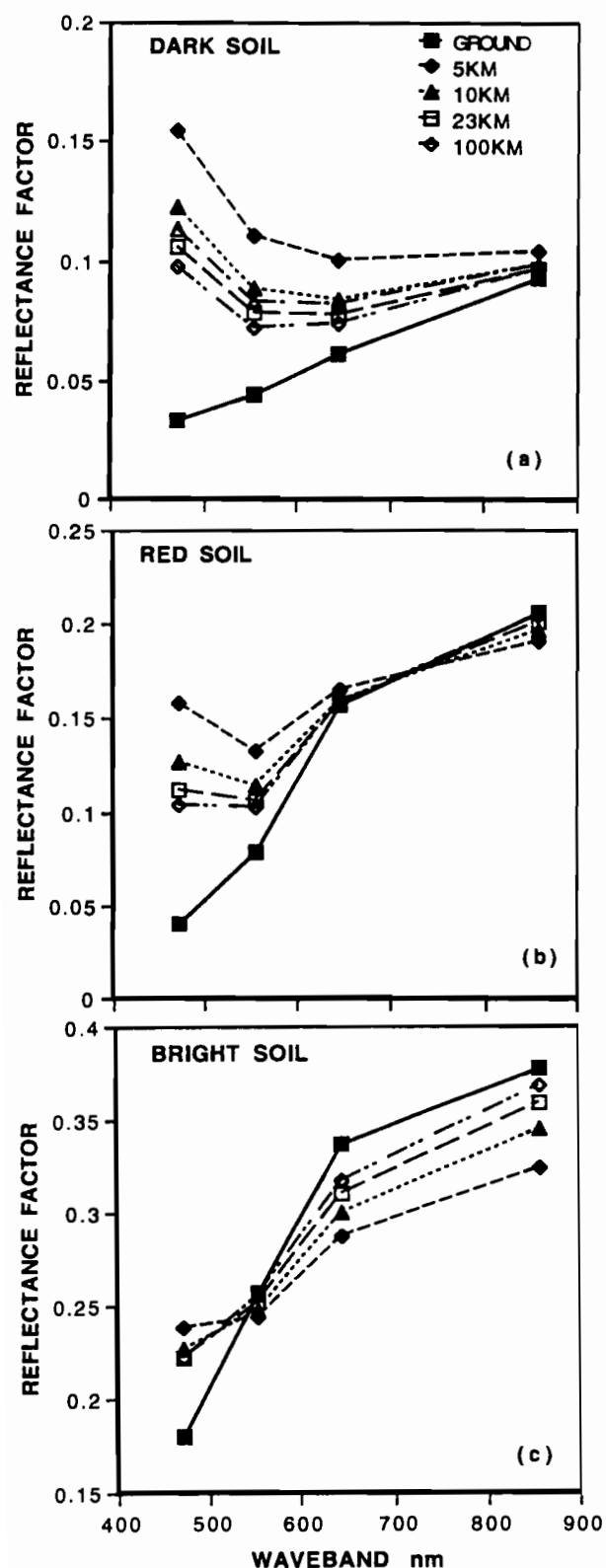


Figure 5: Comparisons of ground measured reflectance signatures with atmospheric simulated, at sensor reflectances for a dark soil (a), red soil (b), and a bright soil (c), for varying levels of aerosols (horizontal atmospheric visibilities).

rather difficult (KING *et al.*, 1992). There are two thresholds, brightness and longwave emittance used to separate cloud from clear pixels, with comparisons into the previous weeks “darkest” and “warmest” values as well as some combination of both thresholds (KING *et al.*, 1992). The accuracy and sensitivity of cloud detection algorithms are very dependent on the spatial resolution of the sensor. WIELICKI and PARKER (1992) found the accuracy of fractional cloud cover estimates to degrade considerably at spatial resolutions above 250 m. The impact of residual (undetected) clouds on the retrieval of surface information needs careful assessment and study.

2.5 Summary

Any future advances in the quantitative application of space-based remote sensing to soil surface and process studies and soil-atmosphere interactions, would require reductions in the atmospheric effects. The above analyses have shown how drastically a soil spectral signature may change as a result of Rayleigh scattering, gas absorptions, and aerosol loadings. These changes were found to exceed differences among surface derived, soil spectral signatures. The impact of the atmosphere on soil spectra may be minimized by (1) reducing the effect of gaseous absorption by choosing narrow channels within atmospheric windows so that there is less (or no) dependence on, (e.g., water vapor); (2) develop improved methods for remote sensing of atmospheric aerosol properties from satellite imagery and for application of atmospheric corrections of remotely sensed data; and (3) develop or redefine algorithms so that they become inherently “resistant” to atmospheric effects. KAUFMAN and TANRÉ (1992), found that they could use the “blue” band to correct for aerosols in the red for application in vegetation studies. Because there is a wavelength dependence for the optical depth, correlation between red and blue path radiances can be established and atmospheric effects in the red can be removed.

3. SUN-TARGET-SENSOR GEOMETRY

Much of the earth’s surface scatters incident radiation anisotropically (KIMES *et al.*, 1984a). This means that the reflected radiance from the surface changes with sensor viewing angle, solar illumination angle, and the relative azimuthal positions of the sun and sensor relative to the surface target being imaged. Furthermore, the extent of reflectance anisotropy varies with wavelength, with the shortest wavelengths most affected. Consequently, angular-induced changes in soil spectral signatures may alter the inferences of basic soil properties such as soil color and soil mineralogy, resulting in incorrect interpretations. Images taken under different sun and sensor geometries, thus are not direct-

ly comparable without correction for angular effects. Knowledge of the angular reflectance properties of the surface is essential for such corrections.

3.1 Bidirectional Reflectance Distribution Function

The bidirectional reflectance distribution function (BRDF) specifies the behavior of surface reflectance and scattering as a function of view and illumination angles for a given wavelength. The BRDF is an intrinsic physical property of the surface which may be used to derive geometric descriptors of a soil, such as the size, shape, and orientation of surface "roughness" elements. When integrated across a hemisphere, the BRDF provides "albedo", a fundamental variable in energy balance studies and climate modelling (MIDDLETON *et al.*, 1987). Knowledge of the BRDF of a surface allows for the correction of angular reflectance variations by normalizing responses to nadir. Spectral albedos are also a measure of soil reflectance that are independent of viewing angle. Finally, the BRDF of a surface allows for a more complete atmospheric correction scheme by decoupling atmospheric angular effects from those associated with the surface. This also implies that a derivation of the BRDF must include an atmospheric correction in some coupled BRDF-atmosphere model.

Considerable effort has been made to develop equations and models to describe the BRDF patterns of soil surfaces (IRONS *et al.*, 1992; SCHLÜESSEL *et al.*, 1994; PRIVETTE *et al.*, 1995). These are generally physical-based geometric-optical models (NORMAN *et al.*, 1985), statistical models (COOPER and SMITH, 1985), or formulations based on radiative transfer in semi-infinite media (JACQUEMOUD *et al.*, 1992; PINTY *et al.*, 1989) which may be physical, empirical, or semi-empirical. The type of model may vary with the scale of the observation and include micro-roughness effects (from micrometers) and macro-scale topographic interactions (kilometers). In general, the angular behavior of the surface is a function of coherence effects, which largely account for the "hotspot"; volume scattering effects associated with porous media; and surface effects involving shadowing and surface geometry. Three functions with surface-dependent weighting functions are often used to describe the shape of the BRDF: (1) a lambertian term, (2) a volume scattering term, and (3) a surface-scattering term.

The equation describing this function is:

$$\text{BRDF} = L(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda) / E(\lambda) \quad (5)$$

with units of sr^{-1} . Often, however it is defined simply as the bidirectional reflectance factor (BRF = π BRDF) at a multitude of view zenith and azimuthal angles for a given sun position (WALTHALL *et al.*, 1985).

thall angles for a given sun position (WALTHALL *et al.*, 1985).

3.2 Laboratory and Field Studies

Many studies have documented viewing and illumination effects on BRF from aircraft (SALOMONSON and MARLATT, 1971; OTT *et al.*, 1984) and ground-based instruments (KIMES *et al.*, 1984b; SHIBAYAMA and WIEGAND, 1985). Soil BRF angular profiles arise mainly from the shadowing patterns of soil particles and aggregates. In general, reflectance increases with increasing view zenith angle in the antisolar view direction (backscattered energy). COULSON *et al.* (1965) measured the directional reflectance properties of the "fine earth" (<2 mm) fractions of a red clay soil (opaque) and white quartz sand (low absorption material) and found considerable differences (using their fine earth fractions, <2 mm). The sands strongly scattered light in the forward direction, whereas backscattering became more pronounced with the highly absorbing materials such as clay and loam soils. The relative importance of this backscatter maximum increases considerably with increasing angles of incidence. By making measurements outside the principal plane at other azimuthal orientations, one can construct "maps" of directional reflectances throughout the entire hemisphere from which a value at any desired orientation may be obtained.

JACKSON *et al.* (1990) measured the BRF of smooth, intermediate, and rough soil surfaces and showed a significant increase in BRF with smaller solar zenith angles with the rougher surfaces, such as furrowed bare soil surfaces, exhibiting higher sensitivity to sun angle changes. The rougher soil surfaces also showed greater BRF changes with view angle. Relative BRF, in which off-nadir responses are ratioed by the nadir (0°) response, differed little from band to band over the non-vegetated surfaces.

3.3 ASAS Aircraft Results

In this section, bidirectional reflectance factor (BRF) responses for soil and arid surfaces during the dry season, are analyzed over varying sun and view angle conditions, with and without atmospheric influences. **Figure 6a** shows the surface spectral reflectance signatures for a gypsum-affected bright soil at three viewing angles along the principal plane, measured with the ASAS sensor over the Walnut Gulch site (C-130 aircraft at ~10,000 m AGL with solar zenith angle at 30°). The 30° view angle in the antisolar direction had the highest (brightest) response, while the 30° view angle in the opposite, forward scatter side had the lowest (darkest) reflectance, mostly as a result of shadowing from this side. The data were atmospherically corrected using the "5S" code and *in situ* solar radiometer measurements for optical depth deter-

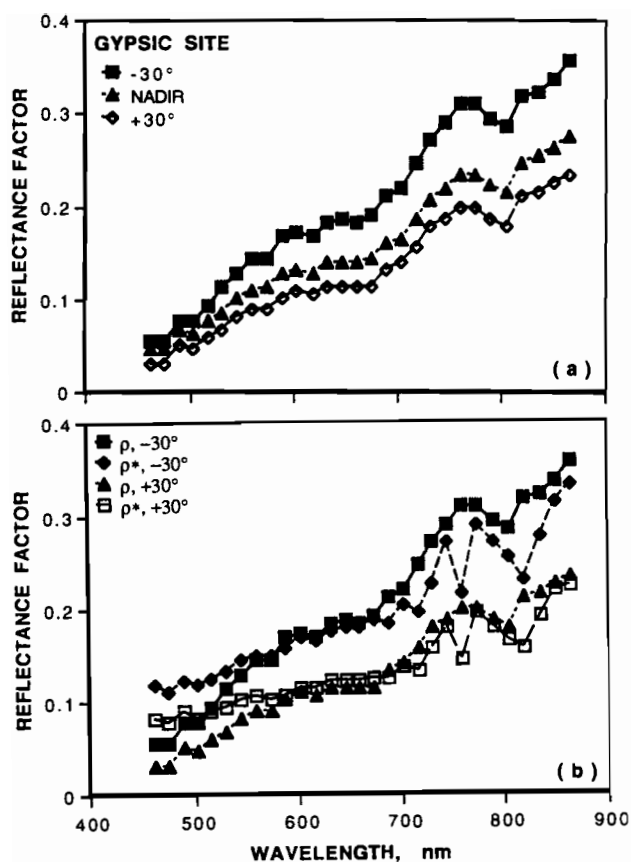


Figure 6: Angular ASAS-derived surface spectral signatures for a bright, gypsic soil (a) at $\pm 30^\circ$ and nadir. Comparison of spectral reflectance signatures with (ρ) and without (ρ^*) atmospheric correction (b).

mination. In **Figure 6b**, the forward and backscatter, 30° view angle responses are depicted with and without the atmospheric correction (surface and apparent reflectances, respectively). In contrast to their corrected counterparts, the apparent reflectances possessed higher responses at shorter wavelengths for both antisolar and forward scatter view directions. For this soil, there were minimal differences at 600 - 700 nm, and at longer wavelengths, apparent reflectances were lower than surface reflectances as a result of atmospheric attenuation effects and gaseous absorption at ~ 760 nm.

The spectral reflectances signatures were reduced to their four TM band representations (blue, green, red, and NIR) to demonstrate the angular anisotropy in different parts of the spectrum (**Figure 7a**). As in the previous figure, one can see the brighter responses in the antisolar view direction relative to the darker forward scatter view direction. The "hot" spot is readily apparent at 30° viewing angle in the antisolar direction. In **Figure 7b**, these view angle profiles are normalized to their relative BRFs (ratioed by nadir responses) to examine spectral differences in angular anisotropy. For the most part, the angular profiles

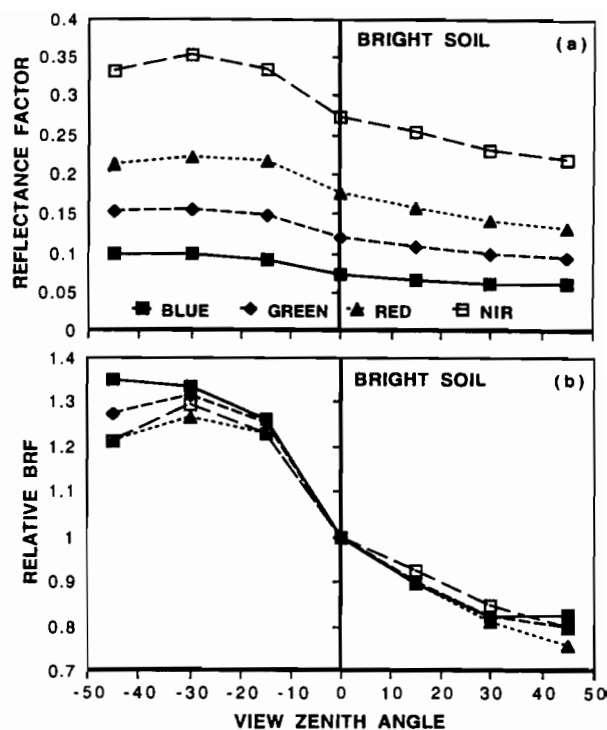


Figure 7: Angular (ASAS) view angle profiles for a bright soil in four bands (a) and their relative (ratioed) angular responses (b).

were fairly similar, however, the shorter wavelengths (blue and green) exhibited slightly greater angular variations, particularly at 30° and 40° view angles in the antisolar direction, where the changes in reflectance were $\sim 30\%$ higher than those at nadir.

The influence of sun angle on the surface bidirectional reflectances of a dark and bright soil surface are shown in **Figure 8a** with the ASAS imagery at Walnut Gulch. The bright soil was generally higher in reflectance for both sun angles and in all viewing angles along the principal plane. Furthermore, both soils showed higher directional responses at the smaller solar zenith angle (30°) for most of the viewing angles except for the extreme 40° view angles where reflectances became similar for both sun angles. As expected, the "hot" spot effect was not observed for these soils at the larger solar zenith angles (55°) owing to a lack of measurements at the corresponding 55° viewing angle. The relative BRFs for these soils at the two sun angles (**Figure 8b**) showed greater anisotropies at the larger solar zenith angle, but also showed fairly similar directional responses within a $\pm 30^\circ$ view angle range.

The relative roles of atmosphere and surface in measured bidirectional reflectance responses were examined for a sand surface over HAPEX-Sahel with the ASAS sensor (**Figure 9**). In comparing surface directional responses, ρ , with those at the sensor, ρ^* , and with Rayleigh corrected reflectances, ρ^{**} , we see that: (1) apparent reflectances

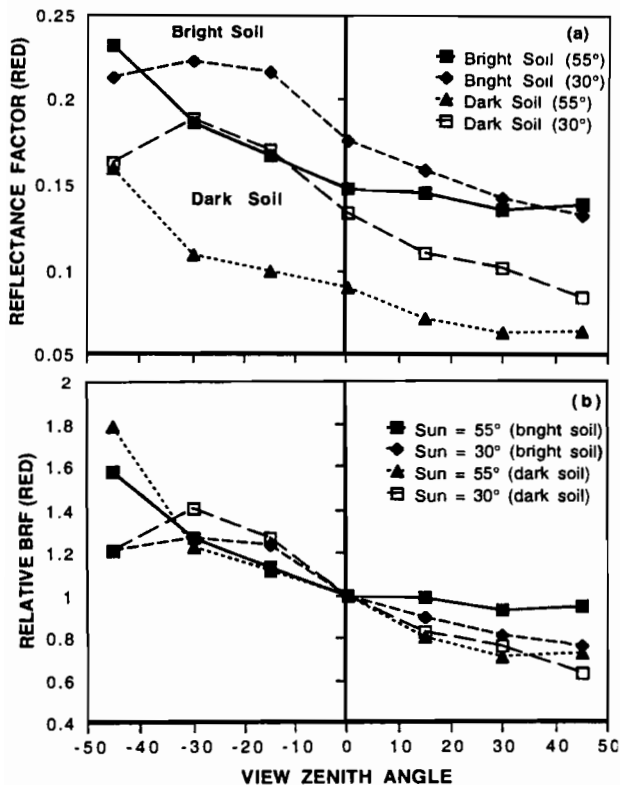
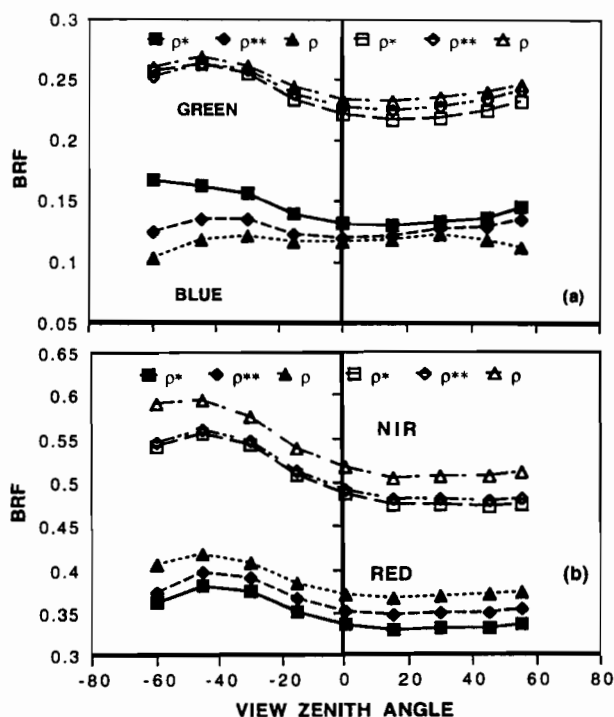


Figure 8: Angular (ASAS) view angle profiles (a) and their relative responses (b) for a bright and dark soil at two solar zenith angles.

Figure 9: Comparison of ASAS-derived, view angle profiles over a sand surface at HAPEX-Sahel for varying levels of atmosphere correction (ρ^* , apparent reflectance; ρ , surface reflectance; and ρ^{**} , Rayleigh-corrected reflectances).



were higher than surface reflectances for all view angles for the blue band (Figure 9a); (2) apparent reflectances were lower than surface reflectances for the green, red and NIR bands (Figures 9a, b) and; (3) the Rayleigh corrected bidirectional reflectances were intermediate in response for all cases. Rayleigh correction of the data minimized most of the atmospheric influences and preserved the “hot spot”, which was evident at $\sim 40^\circ$, antisolar side. From Figure 9a, one can see the strong Rayleigh scattering in the antisolar direction. Normalizing these responses to their relative BRFs showed the extreme sensitivity of the angular “profiles” to atmospheric influences in the “blue” band (Figure 10a) with the “hot spot” disappearing for uncorrected at-sensor reflectances. There was less sensitivity to atmosphere in the “green” band (Figure 10b), however, one can see that the atmosphere (ρ^* and ρ^{**}) had the effect of increasing directional anisotropy. PINKER and STOWE (1990) studied BRDF from satellites (NIMBUS-7) and concluded that most of the anisotropy observed was due to atmospheric influences. There were even less variations in angular anisotropy in the red and NIR bands (Figures 10c, d).

3.4 Topographic Effects

Topographic influences on soil spectral interpretation involves a natural extension of the sun-target-sensor effects discussed above (PROY *et al.*, 1989; HOLBEN and JUSTICE, 1980). In the topographic case, it is the relative angles of sun and sensor with the target that dictate the spectral response. Thus, to a certain extent, a surface inclined 30° toward a sun that is also at 30° , may be treated similar to a flat surface with a 0° sun angle, with the same treatment applied to sensor viewing angle. Elevation measurements also describe topography and affect the molecular composition and scattering properties of the atmosphere (TEILLET and STAENZ, 1993). At the sub-pixel scale, topographic variations describe texture. Stereo imaging, such as provided by SPOT images, offers the possibility of calculating topography at the pixel scale, which can aid in monitoring erosion and sand encroachment. The integration of topographic information with satellite data is currently being given much attention in the interpretation and understanding of space-based measurements (SCHAFF *et al.*, 1994). Such data is also vital for accurate atmospheric correction of satellite data and in the correct derivation of surface BRDF.

4. DISCUSSION

In conclusion, it is evident that atmospheric-angular variations have an overwhelming influence on soil spectral signatures which are of concern in the derivation of soils information from space-based platforms. Both the amplitude (brightness)

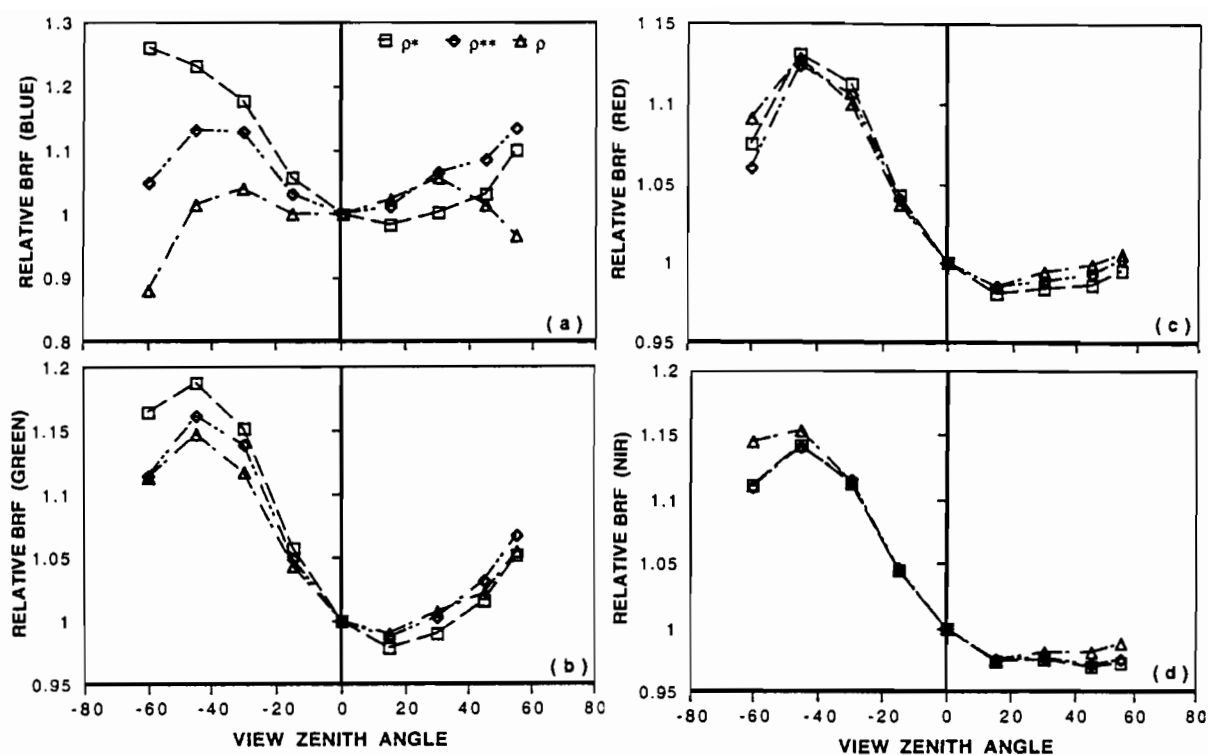


Figure 10: Comparison of normalized ASAS-derived, view angle profiles for the HAPEX-Sahel sand at varying levels of atmosphere correction; (ρ^* , apparent reflectance; ρ , surface reflectance; and ρ^{**} , Rayleigh-corrected reflectances).

and curve shape of a soil spectral signature were shown to be altered significantly as a result of viewing angle, solar zenith angle, and atmospheric condition. The atmosphere primarily influenced soil spectral signatures, in the blue and in the gaseous absorption regions. The atmosphere was also shown to greatly alter view angle profiles, particularly in the shorter wavelengths. Directional viewing either increased (backscattering) or reduced (forward scattering) the “brightness” of a soil by as much as 40%. Viewing angle also altered soil spectral signature curve shapes with the shorter wavelengths more sensitive to view angle changes. However, within a viewing angle range of $\pm 30^\circ$, there were only minimal alterations to the shapes of the soil spectral signatures. Finally, sun angle was shown to not only affect the “brightness” of a soil spectral signature, but also the shapes of both the view angle profiles and spectral signatures. In this study, the smaller solar zenith angles were found to increase the brightness of a soil, while larger solar zenith angles were found to alter the soil spectral curve shape to a greater extent.

Thus, soil optical properties have been shown to exhibit varying sensitivities to atmosphere, sun angle, and viewing angle, both individually, and in coupled modes. The relative interactions and influences of atmospheric-geometric arrangements further vary with the brightness, roughness, and topography of a soil surface. The simultaneous

interaction of sun angle, view angle, and atmosphere on a soil spectral signature are therefore complex and require the use of models for the proper interpretation of these measurements. This can be for the normalization of soil spectral signatures to a constant view-sun geometry with atmospheric correction, allowing for effective intercomparisons of soil spectral information. Modelling may also have the objective of exploitation of the additional information provided by measurements over varying view-sun geometries. Regardless of the objective, this study has demonstrated the inseparability of soil surface-atmosphere-geometry interactions in extension of soil spectral behavior from the ground to the satellite sensor. Additional areas of concern in extension of soils information between the field and satellite include scaling issues and the use of mixture models to isolate the soil signal from contaminated “mixed” pixels, which will often contain vegetation and non-photosynthetically active (senesced or dead) materials. These will also alter soil spectral signatures and will be the subject of future studies.

Acknowledgements: Special thanks to Karim Batchily, Wim van Leeuwen, Erzsebet Merenyi, and Hong Yan Liu who helped process the ASAS and AVIRIS data. This work was partially supported by MODIS contract NAS5-31364; NASA Grants NAGW-1949 and NAGW-1967 (S.D. Prince); and EOS-NAWG-2425 (S. Sorooshian). This study was

conducted in preparation for the SPECTEL 1995 Symposium held in La Serena, Chile.

6. REFERENCES

- BAUMGARDNER, M.F., L.F. SILVA, L.L. BIEHL and E.R. STONER, 1985; Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy* 38, 1-44.
- CONDIT, H.R., 1970; The spectral reflectance of American soils. *Photogramm. Eng.*, 36, 955-966.
- COOPER, K.D. and SMITH, J.A., 1985; A Monte-Carlo reflectance model for soil surfaces with three-dimensional structure. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-23, 668-673.
- COULSON, K.L., BOURICIUS, G.M. and GRAY, E.L., 1965; Optical reflection properties of natural surfaces. *J. Geophys. Res.*, 70, 4601-4611.
- DINER, D., BRUEGGE, C.J., MARTONCHIK, J.V., BOTHWELL, G.W., DANIELSON, E.D., FORD, V.G., HOVLAND, L.E., JONES, K.L. and WHITE, M.L., 1991; A multi-angle image spectroradiometer for terrestrial remote sensing with the Earth Observation System. *International Journal of Imaging Systems and Techniques*, 3, 92-107.
- FARRAND, W.H., SINGER, R.B. and MERENYI, E., 1994; Retrieval of apparent surface reflectance from AVIRIS data : a comparison of empirical line, radiative transfer, and spectral mixture methods. *Remote Sens. Environ.*, 47 (3), 311-321.
- FRASER, R.S., FERRARE, R.A., KAUFMAN, Y.J. and MATTOO, S., 1992; Algorithm for atmospheric corrections of aircraft and satellite imagery. *Int'l. J. Remote Sens.*, 13, 541-557.
- GAO, B., HEIDEBRECHT, K.B. and GOETZ, A.F.H., 1992; *Atmosphere Removal Program (ATREM) User's Guide*, version 1.1, CSES, University of Colorado (USA), 24 pp.
- HOLBEN, B.N. and JUSTICE, C., 1980; The topographic effect on spectral response from nadir-pointing sensors. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 46, 1191-1200.
- HOLBEN, B.N., ECK, T.F. and FRASER, R.S., 1991; Temporal and spatial variability of aerosol optical depth in the Sahel region in relation to vegetation remote sensing. *Int'l. J. Remote Sens.*, 12, 1147-1163.
- HOLBEN, B.N., VERMOTE, E., KAUFMAN, Y.J., TANRÉ, D. and KALB, V., 1992; Aerosol retrieval over land from AVHRR data: application for atmospheric correction. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 212-221.
- HOLM, R.G., MORAN, M.S., JACKSON, R.D., SLATER, P.N., YUAN, B. and BIGGAR, S.F., 1989; Surface reflectance factor retrieval from Thematic Mapper data. *Remote Sens. Environ.*, 27, 47-57.
- IDSO, S.B., BAKER, D.G. and GATES, D.M., 1966; *In Advances in Agronomy 18*, edited by A.G. Norman (Academic Press, New York), 171-218.
- IGBP, 1992; *The International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Change, Improved Global Data for Land Applications*, IGBP Report No. 20, Stockholm, Sweden: IGBP Secretariat.
- IRONS, J.R., CAMPBELL, G., NORMAN, J.M., GRAHAM, D.W. and KOVALICK, W.M., 1992; Prediction and measurement of soil bidirectional reflectance. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-30, 249-260.
- IRONS, J.R., RANSON, K.J., WILLIAMS, D.L., IRISH, R.R. and HUEGEL, F.G., 1991; An off-nadir imaging spectroradiometer for terrestrial ecosystem studies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 29, 66-74.
- IRONS, J.R., WEISMILLER, R.A. and PETERSON, G.W., 1989; Soil Reflectance. In *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, edited by G. Asrar, (Wiley Series in Remote Sensing, Wiley, New York), 66-106.
- JACKSON, R.D., TEILLET, P.M., SLATER, P.N., FEDOSEJEVS, JASINSKI, M.F., AASE, J.K. and MORAN, M.S., 1990; Bidirectional measurements of surface reflectance for view angle corrections of oblique imagery. *Remote Sens. Environ.*, 32, 189-202.
- JACQUEMOUD, S., BARET, F. and HANOCQ, J.F., 1992; Modeling spectral and bidirectional soil reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 41, 123-132.
- KAUFMAN, Y.J., 1993; Aerosol optical thickness and atmospheric path radiance. *J. Geophys. Res.*, 98, 2677-2692.
- KAUFMAN, Y.J. and TANRÉ, D., 1992; Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 261-270.
- KIMES, D.S., HOLBEN, B.N., TUCKER, C.J. and NEWCOMB, W.W., 1984a; Optimal directional view angles for remote-sensing missions. *Int'l J. Remote Sens.*, 5, 887-908.
- KIMES, D.W., NEWCOMB, W.W., SCHUTT, J.B., PINTER, P.J., Jr. and JACKSON, R.D., 1984b; Directional reflectance factor distributions of a cotton row crop. *Int'l J. Remote Sens.*, 5, 263-277.
- KING, M.D., KAUFMAN, Y.J., MENZEL, W.P. and TANRÉ, D., 1992; Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 2-27.
- KNEIZYS, F.X., SHETTLE, E.P., ABREU, L.W., CHETWYND, J.H., ANDERSON, G.P., GALLERY, W.O., SELBY, J.E.A. and CLOUGH, S.A., 1988; *Users Guide to LOWTRAN 7*, Report AFGL-TR-88-0177 (AFRCL, Bedford, Mass.), August, 137 pp.

- LILLESAND, T.M. and KIEFER, R.W., 1994; *Remote Sensing and Image Interpretation* (3rd edition) (John Wiley & Sons, Inc., New York), 750 pp.
- MIDDLETON, E.M., DEERING, D.W. and AHMAD, S.P., 1987; Surface anisotropy and hemispheric reflectance for a semiarid ecosystem. *Remote Sens. Environ.*, 23, 193-212.
- MORAN, M.S., R.D. JACKSON, P.N. SLATER and P.M. TEILLET, 1992; Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. *Remote Sens. Environ.* 41, 169-184.
- MORAN, M.S., JACKSON, R.D., HART, G.F., SLATER, P.N., BARTELL, R.J., BIGGAR, S.F., GELLMAN, D.I. and SANTER R.P., 1990; Obtaining surface reflectance factors from atmospheric and view angle corrected SPOT-1 HRV data. *Remote Sens. Environ.*, 32, 203-214.
- NORMAN, J.M., WELLES, J.M. and WALTER, E.A., 1985; Contrasts among bidirectional reflectance of leaves, canopies and soils. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-23, 659-667.
- OTT, W., PFEIFFER, B. and QUIEL, F., 1984; Directional reflectance properties determined by analysis of airborne multispectral scanner data and atmospheric corrections. *Remote Sens. Environ.*, 16, 47-54.
- PINKER, R.T. and STOWE, L.L., 1990; Modelling planetary bidirectional reflectance over land. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 113-123.
- PINTY, B., VERSTRAETE, M.M. and DICKINSON, R.E., 1989; A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil. *Remote Sens. Environ.*, 27, 273-288.
- PRIVETTE, J.L., MYNENI, R.B., EMERY, W.J. and PINTY, B., 1995; Inversion of a soil bidirectional reflectance model for use with vegetation reflectance models. *J. Geophys. Res.*, 100, 25497-25508.
- PROY, C., TANRÉ, D. and DESCHAMPS, P.Y., 1989; Evaluation of topographic effects in remotely sensed data. *Remote Sens. Environ.*, 30, 21-32.
- RUNNING, S.W., JUSTICE, C., SALOMONSON, V., HALL, D., BARKER, J., KAUFMAN, Y., STRAHLER, A., HUETE, A., MULLER, J.P., VANDERBILT, V., WAN, Z.M., TEILLET, P. AND CARNEGIE, D., 1994; Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3587-3620.
- SALOMONSON, V.V. and MARLATT, W.E., 1971; Airborne measurements of reflected solar radiation. *Remote Sens. Environ.*, 2, 1-8.
- SALOMONSON, V.V., BARNES, W.L., MAYMON, P.W., MONTGOMERY, H.E. and OSTROW, H., 1989; MODIS: advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27, 145-153.
- SCHAAF, C.B., LI, X. and STRAHLER, A.H., 1994; Topographic effects on bidirectional and hemispherical reflectances calculated with a geometric-optical canopy model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 1186-1193.
- SCHLÜESSEL, G., DICKINSON, R.E., PRIVETTE, J.L., EMERY, W.J. and KOKALY, R., 1994; Modeling the bidirectional reflectance distribution function of mixed finite plant canopies and soil. *J. Geophys. Res.*, 99, 10577-10600.
- SHIBAYAMA, M. and WIEGAND, C.L., 1985; View azimuth and zenith, and solar angle effects on wheat canopy reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 18, 91-103.
- STONER, E.R. and BAUMGARDNER, M.F., 1981; Characteristic variations in reflectance of surface soils. *Soil Science Society of America Journal*, 45, 1161-1165.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCRETTE, J.J., PERBOS, J. and DESCHAMPS, P.Y., 1990; Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: 5S code. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 659-668.
- TEILLET, P.M. and STAENZ, K., 1993; Atmospheric effects due to topography on MODIS vegetation index data simulated from AVIRIS imagery over mountainous terrain. *Canadian J. Remote Sens.*, 18, 283-292.
- TEILLET, P.M. and FEDOSEJEVS, G., 1996; On the dark target approach to atmospheric correction of remotely sensed data. *Canadian J. Remote Sens.* (in press).
- VERMOTE, E., TANRÉ, D., DEUZÉ, J.L., HERMAN, M. and MORCRETTE, J.J., 1996; Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: an overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* (in press).
- WALTHALL C.L., NORMAN, J.M., WELLES, J.M., CAMPBELL, G. and BLAD, B.L., 1985; Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces. *Applied Optics*, 24, 383-387.
- WICKLAND, D.E., 1989; Future directions for remote sensing in terrestrial ecological research. In *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, edited by G. Asrar (Wiley Series in Remote Sensing, Wiley, New York), 691-724.
- WIELICKI, B.A. and PARKER, L., 1992; On the determination of cloud cover from satellite sensors: The effect of sensor spatial resolution. *J. Geophys. Res.* 97(D12), 12,799-12,833.
- YAMAGUCHI, Y., TSU, H. and FUJISADA, H., 1993; A scientific basis of ASTER instrument design. *SPIE Proceedings*, 150-160.

EXTENSION DE LA RÉPONSE SPECTRALE DU SOL AU NIVEAU DU SATELLITE : CONSIDÉRATIONS SUR LES EFFETS DE L'ATMOSPHÈRE, DE LA GÉOMÉTRIE, ET DU CAPTEUR

Alfredo R. HUETE

La télédétection par satellites est un outil irremplaçable pour étudier les problèmes des sols relatifs à la bio-géo-chimie et au cycle du carbone, à la production agricole, à l'érosion et aux dépôts de sédiments, au bilan hydrique, et à la modélisation de la diffusion des gaz traces. Les satellites permettent d'avoir des couvertures répétitives et globales qui facilitent l'extension des connaissances de base sur les sols, du niveau local à l'échelle régionale et globale. Lorsque l'on passe de mesures au laboratoire ou sur le terrain, aux plates-formes satellitaires ou aéroportées, il se produit un changement profond dans la qualité des données et dans la résolution, au sens spectral, spatial, géométrique et radiométrique. Le contenu en information sur les sols est modulé par le milieu atmosphérique et altéré par la géométrie de l'ensemble Soleil, cible et capteur. Une compréhension complète de ces relations permettant le passage du terrain au satellite, est nécessaire pour une utilisation efficace de la télédétection pour l'étude des sols.

Dans cet article, nous avons tout d'abord passé en revue les plates-formes aéroportées et spatiales les plus utilisées pour l'étude des surfaces terrestres. Nous avons également incorporé certains capteurs aéroportés expérimentaux, ainsi que ceux dont le lancement est prévu dans les trois prochaines années. Les satellites actuels comprennent les plates-formes avec des orbites pratiquement polaires et héliosynchrones des séries LANDSAT et SPOT avec des possibilités de pointage latéral pour cette dernière. Les satellites NOAA emportent le capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), qui fournit un pixel de 1 km avec une répétitivité de 12 heures.

Les capteurs aéroportés expérimentaux comprennent l'instrument AVIRIS (Airborne Infrared Imaging Spectrometer), un scanner de type whisk-broom avec une analyse spectrale continue de 400 à 2 500 nm (FARRAND *et al.*, 1994), et l'instrument ASAS (Advanced Solid-State Array Spectroradiometer) qui acquiert des images digitales en visée verticale et oblique (IRONS *et al.*, 1990). Les données en haute résolution spectrale permettent de préserver les bandes spectrales d'absorption, caractéristiques de différents minéraux et composés organiques. Dans cet article, nous présentons à la fois les images aéroportées acquises par AVIRIS et ASAS au dessus de Walnut Gulch, en Arizona en 1991 pour montrer les caractéristiques optiques des sols à haute altitude. Les systèmes futurs comprennent, en particulier, les ins-

truments du programme EOS (Earth Observation System) qui est une mission scientifique internationale de recherche et de surveillance pour l'étude des changements globaux et qui produira une couverture fréquente et détaillée de l'ensemble de la terre avec un cycle de répétition de un à deux jours.

La deuxième partie de cette étude concerne les effets atmosphériques, qui correspondent à la diffusion atmosphérique par les molécules et les particules et à l'absorption gazeuse par sept gaz, comprenant notamment la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, et l'ozone. La concentration de ces différents composants est très variable dans l'espace et le temps. La **figure 2** montre la comparaison entre un spectre de réflectance dérivé de mesures d'AVIRIS au sommet de l'atmosphère (réflectance apparente) au spectre de réflectance au niveau du sol après correction des effets atmosphériques. Les bandes intenses d'absorption de l'eau à 1,45 et 1,95 μm atténuent complètement le rayonnement solaire et rendent ces longueurs d'ondes inutilisables pour l'étude des sols à partir de l'espace. La forte contribution de la diffusion atmosphérique (Rayleigh) dans le canal bleu apparaît aussi de façon très nette lorsque l'on divise la réflectance apparente par la réflectance au niveau du sol (fig. 3 et 4).

Les aérosols sont des composants importants du système terre-atmosphère, qui affectent la visibilité atmosphérique, le bilan radiatif de la terre, et la télédétection de la surface terrestre à partir de l'espace. Les vents de sable des régions désertiques, les émissions anthropogéniques dues aux activités industrielles, les aérosols salins d'origine marine, et la destruction de la biomasse par le feu, sont toutes des sources importantes d'aérosols atmosphériques. La correction des effets des aérosols au-dessus des continents est très difficile à cause de la grande variabilité de la réflectance des surfaces (fig. 5).

La contamination par les nuages peut restreindre de façon importante, l'utilisation de la télédétection pour l'étude des sols. Dans le cas de grands systèmes nuageux, la distinction entre les scènes claires et nuageuses est relativement facile durant le jour, bien que l'impact de nuages résiduels (non détectés) sur l'extraction d'information de surface nécessite une évaluation prudente.

La dernière partie de cette étude analyse la diffusion anisotrope du rayonnement par la surface terrestre. La luminance réfléchie par une cible varie avec l'angle de visée du capteur, l'angle solaire zénithal, et les positions azimutales relatives du Soleil et du capteur. L'amplitude de l'anisotropie

de la réflectance varie avec la longueur d'ondes, ce qui entraîne une altération des signatures spectrales du sol, pouvant affecter l'estimation des propriétés intrinsèques des sols telles que la couleur et la composition minérale.

La fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (BRDF) définit le comportement de la réflectance de la surface et de sa diffusion comme une fonction des angles de visée et d'éclairement pour une certaine longueur d'onde. La connaissance de la BRDF d'une surface permet de corriger les variations angulaires de la réflectance en normalisant les réponses par rapport à la visée au nadir. Finalement, la BRDF de la surface permet d'avoir un processus beaucoup plus complet pour les corrections atmosphériques en découplant les effets angulaires atmosphériques de ceux qui sont associés à la surface.

De nombreuses études ont mis en évidence les effets des angles de visée et d'éclairement sur le facteur de réflectance bidirectionnel (BRF) à partir de données aéroportées (JACKSON *et al.*, 1990) et de mesures au sol (KIMES *et al.*, 1990). Les données de ASAS monté à bord du C-130 de la NASA au-dessus de Walnut Gulch sont reportées pour toutes les visées angulaires le long du plan principal. Le « hot spot » apparaît clairement pour 30° et dans la direction antisolaire. Les profils tracés en fonction des angles de visées sont normalisés de façon à indiquer le BRF relatif (division par la réponse au nadir) pour mettre en évidence les différences spectrales dues à l'anisotropie de la réponse angulaire (fig. 6 à 10). Dans leur majorité, les profils étaient presque semblables, bien que les courtes longueurs d'ondes (bleu et vert) montrent des variations angulaires légèrement plus grandes, particulièrement à 30° et 40° pour des visées dans la direction antisolaire, où les variations de la réflectance étaient environ 30% plus grandes que celles observées au nadir.

En conclusion, il est évident que les effets « atmosphère-direction de visée » ont une influence considérable sur les signatures spectrales des sols qui sont utilisées pour déterminer leurs caractéristiques à partir de l'espace. Il a été prouvé que l'atmosphère altère les profils de visées angulaires, aussi bien que les signatures spectrales des sols. Il a également été démontré que les propriétés optiques des sols présentent des sensibilités variables aux effets de l'atmosphère, et des angles d'éclairement et de visée, aussi bien individuellement qu'en modes couplés. Les interactions et les influences relatives de la combinaison des effets atmosphériques et géométriques varient de plus avec la brillance et la rugosité de la surface d'un sol. Cela démontre que les interactions surface-atmosphère-géométrie ne peuvent pas être séparées lorsque l'on modélise le comportement spectral depuis la surface terrestre jusqu'au capteur satellitaire.

RÉFÉRENCES

Voir texte anglais

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 1 : Comparaison de spectres de sol continus à 10 nm avec les réponses moyennées des capteurs TM, MODIS, SPOT, et AVHRR pour des sols (a) à dominance ferrique, (b) à dominance organique et (c) sableux. Les réponses des capteurs sont superposées sur une échelle afin de pouvoir les comparer.

Figure 2 : (a) Spectres AVIRIS de réflectance pour trois sols, (b) réflectance apparente et de surface du sol rouge et (c) le rapport entre les réflectances apparente et de surface du sol rouge.

Figure 3 : Comparaison de la réflectance apparente dérivée de ASAS (ρ^*) et la réflectance de surface dérivée de ASAS (ρ) avec la réflectance mesurée au sol (Spectron).

Figure 4 : Comparaison de la réflectance apparente, de la réflectance corrigée de la diffusion de Rayleigh et de la réflectance au niveau de la surface pour trois sols (a, b) à partir des caractéristiques atmosphériques mesurées lors de HAPEX-Sahel ainsi que du rapport de la réflectance apparente à la réflectance au niveau de la surface pour les sols sombre et sableux (c.) R_d et R_s sont les réflectances corrigées de la diffusion de Rayleigh pour le sol sombre et le sol sableux, respectivement.

Figure 5 : Comparaison des caractéristiques de réflectance mesurées au sol avec des réflectances simulées au niveau d'un capteur satellitaire pour (a) un sol sombre, (b) un sol rouge et (c) un sol clair, pour différentes concentrations en aérosols (visibilités atmosphériques horizontales).

Figure 6 : (a) Signatures spectrales angulaires dérivées d'ASAS pour un sol gypseux clair à $\pm 30^\circ$ et au nadir (b) Comparaison des signatures de réflectance avec (ρ) et sans (ρ^*) correction atmosphérique.

Figure 7 : Indicatrices de réflectance (ASAS) d'un sol clair dans quatre bandes spectrales (a) et leur représentation en valeur relative (b) par rapport à une visée au nadir.

Figure 8 : Indicatrices de réflectance (ASAS) exprimées en valeur absolue (a) et relative (b) pour un sol clair et un sol sombre, pour deux angles solaires zénithaux.

Figure 9 : Comparaison des indicatrices de réflectance dérivées de ASAS au-dessus d'une surface de sable lors de HAPEX-Sahel pour différents niveaux de corrections atmosphériques (ρ^* réflectance apparente ; ρ réflectance au niveau de la surface ; ρ^{**} réflectance corrigée de la diffusion de Rayleigh).

Figure 10 : Comparaison des indicatrices de réflectance dérivées de ASAS pour le sable lors de HAPEX-Sahel et pour différents niveaux de corrections atmosphériques (ρ^* réflectance apparente ; ρ réflectance au niveau de la surface ; ρ^{**} réflectance corrigée de la diffusion de Rayleigh).

Tableau 1 : Capteurs satellitaires actuels couvrant les domaines spectraux allant de 0,4 à 2,5 μm

EXTENSIÓN DE LA RESPUESTA ESPECTRAL DEL SUELO AL SATÉLITE: CONSIDERACIÓN DEL EFECTO DE LA ATMÓSFERA, LA GEOMETRÍA Y LOS SENSORES

Alfredo R. HUETE

La teledetección satelital es un valiosa herramienta para el estudio de los suelos en relación con su bioquímica y el ciclo del carbono, con la producción agrícola, la erosión y estimación de los sedimentos, el balance hidrológico y la modelización de la difusión de los gases. El uso de satélites permite repetitividad y variación en la escala cubierta, facilitando estudios del suelo desde un nivel local hasta un rango regional e inclusive estudios globales. Cuando se pasa de la toma de datos en campo o el laboratorio a la información aérea y de satélites, se produce un importante cambio en la calidad y resolución de la información en los aspectos espectral, espacial, geométrico, temporal y radiométrico. La información del suelo es modulada por la atmósfera y alterada por la geometría del sol conjunto-objetivo sensor. Un completo entendimiento de estas relaciones, que permiten el pago del terreno al satélite, es esencial para la eficiente utilización de sensores remotos en estudios del suelo.

En esta publicación revisaremos primero algunas de las plataformas utilizadas más comúnmente aeroportadas y especiales en el estudio de las superficies terrestres, se incluirán además algunos sensores aeroportados experimentales y otros que se lanzarán al espacio en los próximos tres años. Satélites en uso actual incluyen las plataformas con orbitas practicamente polares y heliosinoncas las series LANDSAT y SPOT. Los satélites NOAA tienen el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), con una resolución de 1 km por pixel y un ciclo repetitivo de 12 horas.

Sistemas de sensores experimentales aeroportados incluyen el sensor Visible-Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS), con forma de cepillo y movimiento oscilatorio, que permite una adquisición espectral continua con un rango desde 400 hasta 2500 nm (FARRAND *et al.*, 1994) y el Advanced Solid-State Array Spectroradiometer (ASAS) con movimiento al nadir y fuera del nadir (70° hacia el frente y 55° hacia atrás) que adquiere imagenes digitales en 62 bandas espectrales en el espectro visible e infrarrojo cercano (IRONS *et al.*, 1990). Esta información de alta resolución espectral permite mostrar las áreas específicas de absorción de varios minerales y constituyentes orgánicos. En esta publicación se presentan a la vez imágenes aeroportadas de AVIRIS y de ASAS obtenidas sobre el área de Walnut Gulch, Arizona, en 1991 para mostrar las características ópticas de los

suelos a gran altitud. Sistemas futuros incluyen en particular los instrumentos del programa Earth Observing System (EOS), una misión científica internacional de investigación y observación del planeta para estudiar los cambios globales, proveyendo una vasta y frecuente cobertura de la tierra con ciclos repetitivos de uno a dos días.

La segunda parte de este estudio se refiere a la influencia atmosférica, lo que incluye la dispersión atmosférica por moléculas y partículas y la absorción por siete tipos de gases, entre ellos el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. La concentración de estos componentes exhibe una gran variación en tiempo y espacio. En la **Figura 2**, una imagen del AVIRIS, se compara la respuesta de reflectancia fuera de la atmósfera (aparente) con la respuesta en la superficie tras la corrección de los efectos atmosféricos. Bandas con alta absorción por agua en la región de 1.45 y 1.95 μm atenúan completamente la energía solar y hacen estas longitudes de onda inutilizables para el estudio de suelos desde el espacio. La fuerte contribución de la dispersión atmosférica (Rayleigh) en la banda azul es fácilmente observable cuando se divide la reflectancia aparente con la reflectancia en la superficie (fig. 3 et 4).

Los aerosoles son también importantes componentes del sistema tierra-atmósfera, que afectan la visibilidad atmosférica, la radiación recibida por la superficie y la percepción remota de la superficie de la tierra desde el espacio. El polvo levantado por el viento en las regiones desérticas, las emisiones por actividad industrial, las sales marinas suspendidas en el aire y la quema de material vegetal son importantes fuentes de aerosoles en la atmósfera. La corrección por aerosoles sobre la tierra es difícil debido a la gran variabilidad de reflectancias en la superficie (fig. 5).

La contaminación por nubes puede restringir severamente la utilización de sensores remotos para estudios del suelo. En el caso de grandes sistemas nebulosas, la distinción entre cielo claro y nublado es relativamente fácil durante el día, sin embargo, el impacto de nubes residuales (no detectadas) en la obtención de información de la superficie requiere una prudente evaluación.

La parte final de este artículo explora la difusión anisotrópica de la radiación desde la superficie de la tierra, donde la radiación reflejada cambia con el ángulo de observación del sensor, el ángulo cenital

solar y la posición acimutal relativa del sol y del sensor con respecto al punto bajo estudio en la superficie. El grado de anisotropía de la reflectancia varía con la longitud de onda, resultando en una alteración de la respuesta espectral, la cual puede cambiar la estimación las propiedades básicas del suelo, como color y mineralogía.

La función de distribución de la reflectancia bidireccional (BRDF) describe el comportamiento de la reflectancia y la dispersión de la superficie en función de los ángulos de observación e iluminación para una longitud de onda dada. El conocimiento de la BRDF de una superficie permite la corrección angular de la variación de la reflectancias por medio de la normalización de las respuestas con respecto al nadir. Finalmente, la BRDF de una superficie permite una corrección atmosférica más completa separando los efectos angulares atmosféricos de aquellos que están asociados a la superficie.

Muchos estudios han documentado los efectos de ángulo de visión y de iluminación sobre la BRDF con información desde avión (JACKSON *et al.*, 1990) e instrumentos en tierra (KIMES *et al.*, 1984). Se muestran los datos de ASAS a bordo del avión C-130 sobre el área de Walnut Gulch, para todos los ángulos de visión con respecto al plano principal. El «hot spot» es fácilmente apreciable a los 30° y en la dirección antisolar. Los perfiles trazados en función de los ángulos de observación son normalizados para obtener la BRDF (dividiendo por el valor al nadir) y mostrar las diferencias espectrales debidas a la anisotropía de la respuesta angular (fig. 6 à 10). En su mayoría, los perfiles son casi similares, sin embargo, las longitudes de onda cortas (azul y verde) muestran una variación angular ligeramente mayor, particularmente a los ángulos de observación de 30° y 40° en la dirección antisolar, donde los cambios de reflectancia son aproximadamente un 30% más altos que en el nadir.

En conclusión, es evidente que los efectos atmosférico-direccionales de la visión tienen una importante influencia en la respuesta espectral del suelo utilizada para determinar sus características desde el espacio. Se ha demostrado que la atmósfera altera tanto los perfiles del ángulo de vista como la respuesta espectral del suelo y que las propiedades ópticas del suelo exhiben diferente sensibilidad con respecto a la atmósfera, al ángulo solar y al ángulo de observación tanto individualmente como en modos acoplados las interacciones e influencias relativas de la combinación de los efectos atmosféricos y geométricos además, varían con la brillantez y rugosidad de la superficie del suelo. Esto demuestra que las interacciones superficie-atmósfera-geometría no pueden ser separadas cuando se trata de modelizar la respuesta espectral desde la superficie terrestre hasta el sensor satelital.

RÉFÉRENCIAS

Véase el texto inglés

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Comparación entre los espectros de suelo continuos en 10 nm y las respuestas promediadas de los sensores TM, MODIS, SPOT y AVHRR para suelos (a) con predominio férrico, (b) con predominio de materia orgánica y (c) arenosos. Se han superpuesto en una escala las respuestas de los sensores para poder compararlas.

Figura 2: (a) Espectros AVIRIS de reflectancias para tres tipos de suelos, (b) reflectancia aparente y de superficie del suelo rojo y (c) relación entre las reflectancias aparente y de superficie del suelo rojo.

Figura 3: Comparación de la reflectancia aparente derivada de ASAS (ρ^*) y de la reflectancia de superficie derivada de ASAS (ρ) con la reflectancia medida a nivel del suelo (Spectron).

Figura 4: Comparación entre la reflectancia aparente, la reflectancia corregida de la difusión de Rayleigh y la reflectancia a nivel de la superficie para tres suelos (a, b) a partir de las características atmosféricas medidas con ocasión de HAPEX-Sahel, así como de la relación entre la reflectancia aparente y la reflectancia a nivel de la superficie para suelos oscuros y arenosos (c). R_d y R_s son las reflectancias corregidas de la difusión de Rayleigh para un suelo oscuro y un suelo arenoso respectivamente.

Figura 5: Comparación entre las características de la reflectancia medidas a nivel del suelo y las reflectancias simuladas a nivel de un sensor satelital para (a) un suelo oscuro, (b) un suelo rojo y (c) un suelo claro, para diferentes concentraciones en aerosoles (visibilidades atmosféricas horizontales).

Figura 6: (a) Respuestas espectrales angulares derivadas de ASAS para un suelo yesoso claro a $\pm 30^\circ$ y en el nadir. (b) Comparación entre las respuestas espectrales de reflectancia con (ρ) y sin (ρ^*) corrección atmosférica.

Figura 7: Indicadores de reflectancia (ASAS) de un suelo claro en cuatro bandas espectrales (a) y su representación en valor relativo (b) con respecto a la observación en el nadir.

Figura 8: Indicadores de reflectancia (ASAS) expresados en valor absoluto (a) y relativo (b) para un suelo claro y un suelo oscuro, para dos ángulos solares zenitales.

Figura 9: Comparación entre los indicadores de reflectancia derivados de ASAS por encima de una superficie de arena con ocasión de HAPEX-Sahel para diferentes niveles de correcciones atmosféricas (ρ^* reflectancia aparente, ρ reflectancia a nivel de la superficie, ρ^{**} reflectancia corregida de la difusión de Rayleigh).

Figura 10: Comparación entre los indicadores de reflectancia derivados de ASAS para la arena con ocasión de HAPEX-Sahel y para diferentes niveles de correcciones atmosféricas (ρ^* reflectancia aparente, ρ reflectancia a nivel del suelo, ρ^{**} reflectancia corregida de la difusión de Rayleigh).

Cuadro 1: Sensores remotos actuales cuya cobertura abarca el intervalo espectral que va de 0,4 a 2,5 μm .

DU SIGNAL SATELLITAIRE À LA RÉFLECTANCE AU SOL : PROBLÈMES DIRECT ET INVERSE

Gérard GUYOT, Xing-Fa GU, Marie WEISS et Frédéric BARET

INRA, Bioclimatologie, Domaine St. Paul, Site Agroparc
84914 AVIGNON Cedex 9 (France)

RÉSUMÉ

Les données radiométriques acquises par un satellite, ne peuvent pas être directement reliées à la luminance ou la réflectance de la cible visée, car elles sont affectées par un certain nombre de facteurs perturbateurs tels que les caractéristiques propres du capteur à bord du satellite, son étalonnage absolu, les conditions d'éclairement, la direction de visée, l'état de l'atmosphère et la topographie. La détermination des caractéristiques d'une cible à partir des données satellitaires, dépend donc de la connaissance que nous pouvons avoir des effets de ces facteurs perturbateurs et des techniques mises en œuvre pour les réduire ou les éliminer.

La synthèse présentée montre le rôle important joué par les corrections radiométriques qui permettent de disposer de données quantitatives comparables d'une date à une autre et/ou d'un satellite à un autre. L'importance des effets de ces corrections est montré notamment à partir de la différence normalisée NDVI qui est un indice de végétation très largement utilisé pour caractériser l'état et suivre l'évolution des surfaces continentales.

MOTS CLÉS : *satellite, image, corrections radiométriques, effets instrumentaux, effets atmosphériques, effets topographiques.*

Les données radiométriques acquises par un satellite, ne peuvent pas être directement reliées à la luminance ou la réflectance de la cible visée. En effet, elles sont affectées par un certain nombre de facteurs perturbateurs tels que les caractéristiques propres du capteur à bord du satellite, son étalonnage absolu, les conditions d'éclairement, la direction de visée, l'état de l'atmosphère et la topographie. La détermination des caractéristiques d'une cible à partir des données satellitaires, dépend donc de la connaissance que nous pouvons avoir des effets de ces facteurs perturbateurs et des techniques mises en œuvre pour les réduire ou les éliminer (GUYOT et GU, 1994).

Comme l'indique la **Figure 1**, deux approches différentes peuvent être utilisées pour passer des

données satellitaires aux paramètres thématiques : une approche purement empirique (méthodes s'apparentant à la photo-interprétation et/ou utilisation d'indices de végétation calculés à partir de données numériques brutes) ou une approche analytique. Lorsque l'on dispose d'une seule image satellitaire, l'approche empirique permet d'effectuer rapidement la classification ou la cartographie de l'occupation du sol à condition qu'à la date choisie il existe des différences de niveaux radiométriques entre les différentes classes recherchées (GIRARD, 1984 ; GIRARD et BLASCO, 1996). De plus cette approche a des limitations supplémentaires :

- les procédures mises au point ne sont valables que pour l'image traitée ;
 - des effets perturbateurs peuvent induire des confusions ou de mauvaises identifications (hauteur du Soleil, trouble atmosphérique, pentes, ombres...).
- L'approche analytique est plus complexe car elle s'appuie sur la détermination des propriétés optiques des cibles au sol, ce qui nécessite :
- de corriger radiométriquement les données numériques brutes délivrées par l'instrument satellitaire utilisé afin de déduire la réflectance de la cible visée dans différentes bandes spectrales ;
 - d'établir des relations (analytiques ou empiriques) entre les propriétés optiques de la cible et les paramètres d'intérêt (taux de couverture du sol, indice foliaire, biomasse, caractéristiques du sol, humidité...).

L'intérêt de ce type d'approche est de permettre d'avoir des données comparables entre elles d'une date à une autre et/ou d'un satellite à un autre et de pouvoir les utiliser quantitativement. De plus, les méthodes de classification qui sont mises au point sur des données corrigées, peuvent être utilisées pour une image quelconque.

Pour passer des données numériques brutes aux données corrigées, il est nécessaire de suivre un processus qui est l'inverse de celui qui a conduit à la formation des images. Dans une première étape (**Figure 2**) il faut tout d'abord éliminer les perturbations qui sont dues à des défauts de l'instrument (égalisation des détecteurs, correction de la fonc-

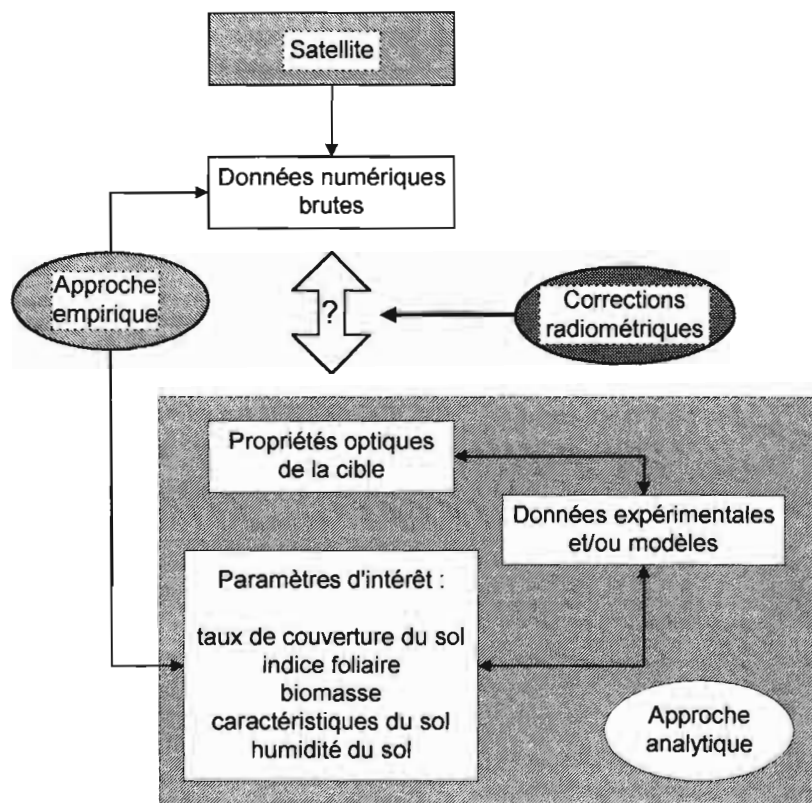


Figure 1 : Approche empirique et approche analytique.

tion de transfert de modulation ou FTM) afin de rétablir les contrastes existant entre les différents objets. Dans une seconde étape, il faut passer à des données exprimées sous forme de grandeurs physiques en introduisant les coefficients d'étalonnage et en prenant en compte les conditions d'acquisition (orientation et inclinaison de la visée, position du Soleil, date, résolutions spatiale et spectrale). Les données sont exprimées alors en réflectance apparente (ou en luminance apparente) au niveau du satellite.

La troisième étape permet d'éliminer les perturbations introduites par l'atmosphère afin d'obtenir la luminance ou la réflectance de la cible au niveau du sol. Les données ainsi obtenues sont relatives à une surface fictive, plane et horizontale et en supposant un éclairage uniforme et constant. Pour passer aux caractéristiques optiques réelles de la surface, il est nécessaire, dans une quatrième étape, de corriger les effets produits par les variations de l'éclairage dues à la topographie. Ce sont ces quatre étapes qui vont être analysées et discutées successivement.

1. EFFETS INSTRUMENTAUX AFFECTANT LA QUALITÉ DES IMAGES

Les perturbations qui peuvent affecter la qualité radiométrique d'une image proviennent des différents éléments qui constituent l'instrument : système

optique, détecteurs, électronique de numérisation... Elles peuvent être classées en 5 catégories (GU, 1991) :

1. Bruit du détecteur photo-électrique et du système de quantification. Ces bruits peuvent être considérés comme quasiment aléatoires et sont caractérisés par la différence de luminance (NE Δ L) ou de réflectance (NE Δ ρ) équivalente au bruit. Cette grandeur est égale à la valeur quadratique moyenne du bruit aléatoire convertie en différence de luminance ou de réflectance de la cible visée. Le NE Δ L ou NE Δ ρ permet ainsi de connaître la plus petite différence de luminance ou de réflectance qui peut être mesurée ;

2. Non linéarité de l'instrument qui dépend du niveau de luminance à l'entrée ;

3. perturbations non striées dépendant de la position du pixel ;

4. Effets de stries en lignes ou en colonnes qui sont produits par l'inégalité des réponses des détecteurs et par le système de balayage ;

5. Perturbations dépendant du contraste existant entre la luminance d'un pixel et celle de ses voisins (effets de la FTM de l'instrument)

Les effets (1) et (2) ne peuvent pas être corrigés. Ils dépendent de la conception et de la réalisation du capteur et font donc partie de ses caractéristiques propres. Les bruits aléatoires qui ne sont gênants que lorsque les niveaux radiométriques sont très faibles, peuvent être réduits en considérant la valeur moyenne d'un ensemble de pixels correspondant à un même objet. La non linéarité des capteurs introduit une distorsion qui est relativement limitée car elle est, par exemple, de $\pm 1\%$ pour SPOT.

Les perturbations non striées dépendent de la conception et de la réalisation de l'instrument. Si elles peuvent être mises en évidence, il n'existe pas de moyen simple pour les corriger. Par contre, les effets de stries et de la FTM peuvent être corrigés, comme nous allons le voir.

1.1. Les effets de stries

Les effets de stries sont plus gênants et leur structure dépend du système de balayage (mécanique ou électronique) de l'instrument imageur. L'instrument TM de Landsat possède un système de balayage mécanique avec un miroir oscillant.

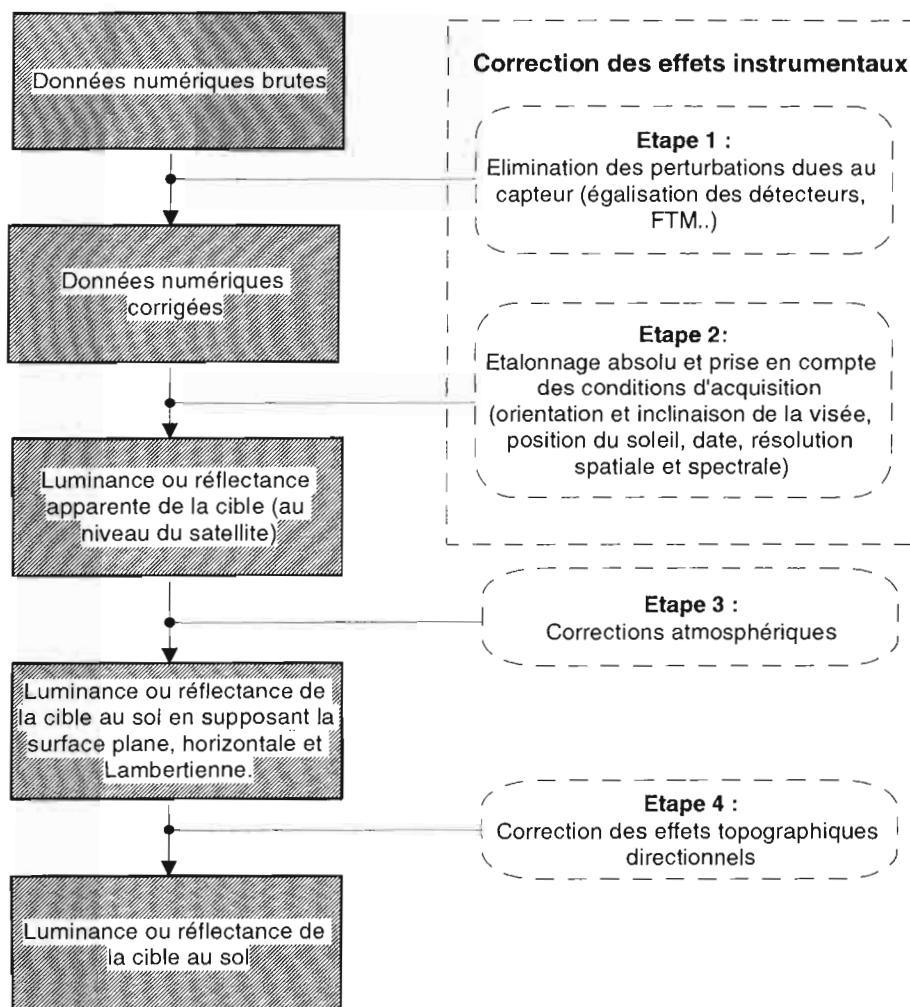


Figure 2 : Les étapes successives des traitements nécessaires pour passer des données numériques brutes aux données radiométriques corrigées au niveau du sol.

Chaque canal de mesure comporte une barrette de 16 détecteurs de manière à diviser par 16 la fréquence d'oscillation du miroir. De plus, pour optimiser l'utilisation du miroir, les lignes sont balayées alternativement dans le sens est-ouest puis ouest-est. Un dispositif auxiliaire de correction de balayage permet d'avoir des groupes de lignes adjacents lors du renversement du sens de basculement du miroir. L'inégalité des réponses des détecteurs induit l'apparition de stries selon les lignes avec une périodicité de 16 à laquelle se superposent les effets du dispositif auxiliaire de correction du balayage.

Les capteurs de SPOT sont des instruments statiques à balayage électronique. Ils sont équipés de barrettes de 3 000 ou 6 000 détecteurs selon que l'on est en mode multispectral ou panchromatique. Comme les détecteurs d'une barrette ne sont pas tous identiques, ils délivrent des signaux légèrement différents pour une même luminance de la cible et induisent sur les images des effets de stries selon les colonnes et sans aucune périodicité.

Les effets de strie qui peuvent atteindre 3 niveaux sur l'échelle radiométrique (256 niveaux), sont corrigés lors des prétraitements radiométriques (égali-

sation de la réponse des détecteurs) qui sont effectués avant la distribution des images. Il subsiste cependant des effets résiduels qui sont gênants lorsque l'on considère des objets très sombres comme des surfaces d'eau ou des forêts de conifères (Exemples : forêt de Landes en France, forêts des pays du nord de l'Europe ou du Canada).

1.2. La fonction de transfert de modulation (FTM) et sa correction

La FTM d'un instrument traduit sa capacité à transférer à l'image enregistrée la modulation spatiale du signal provenant de la cible visée (Marion, 1991). La valeur de la FTM décroît lorsque la fréquence spatiale du signal augmente. Elle introduit un effet de flou qui est particulièrement sensible à la limite entre deux surfaces présentant un fort contraste (petit parcellaire agricole, routes, chemins, cours d'eau, zones urbaines...). La FTM peut ainsi être représentée par un coefficient (variant entre 0 et 1) par lequel il faut multiplier le contraste de luminance entre une cible et les objets voisins. La valeur de ce coefficient dépend de la valeur relative de la fréquence spatiale du signal par rapport à

la fréquence spatiale d'échantillonnage f_e de l'instrument imageur. La valeur de la FTM est donc minimum et son effet maximum pour des pixels adjacents.

La FTM dépend de nombreux facteurs qui affectent le transfert du signal provenant d'une cible (GRUNBLATT, 1987 ; GUYOT et GU, 1994) :

- les caractéristiques du capteur (système optique, détecteur, filtrage spectral, électronique de traitement du signal) ;
- les effets de l'atmosphère ;
- les techniques de rééchantillonnage des images.

La FTM d'un instrument est égale au produit des FTM élémentaires résultant des caractéristiques de ses composants. Elle joue le rôle principal dans l'altération du signal qui est délivré par un satellite. Il est donc important de pouvoir la modéliser afin de corriger ses effets.

La FTM de TM de Landsat et de HRV de SPOT ont été déterminées avant le lancement et vérifiées sur le satellite en orbite (MARKHAM, 1984 ; SCHOWENGERDT *et al.*, 1985 ; GUYOT *et al.*, 1992 ; GUYOT et GU, 1994). La décroissance de la FTM lorsque la fréquence spatiale du signal augmente, peut être représentée de façon approchée par une variation linéaire entre $0,5 f_e$ et $0,1 f_e$ (f_e : fréquence spatiale d'échantillonnage) (GUYOT *et al.*, 1992). L'effet maximum de la FTM est observé pour les pixels adjacents ce qui correspond à une fréquence spatiale égale à $0,5 f_e$ appelée fréquence de Nyquist. Cet effet disparaît pratiquement pour les fréquences inférieures ou égales à $0,1 f_e$ aussi bien pour TM de Landsat (SCHOWENGERDT *et al.*, 1985) que pour HRV de SPOT (MARTINUZZI, 1991) (Figure 3). Le Tableau 1 donne les valeurs de la

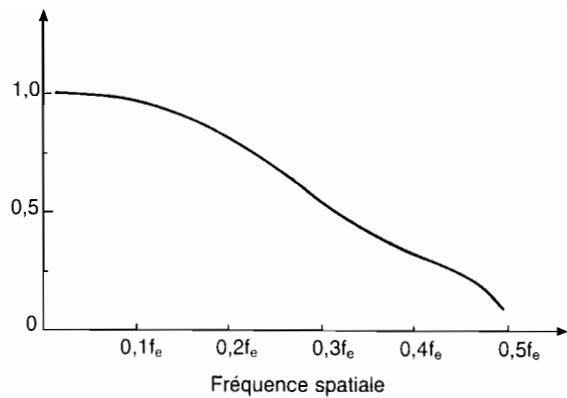


Figure 3 : Variation de la FTM de TM de Landsat-4 en fonction de la fréquence spatiale. (adapté de Schowengerdt *et al.*, 1985).

FTM des instruments HRV de SPOT mesurées avant le lancement à la fréquence de Nyquist. Pour chaque canal, deux valeurs différentes sont données FTM_{ligne} et $FTM_{colonne}$. Elles sont la résultante du produit des effets liés à la conception du système optique de l'instrument et au mode de balayage.

La Figure 4 illustre de façon schématique l'effet de la FTM sur des signaux périodiques correspondant à différentes fréquences spatiales (A, B, C) et sur un signal complexe (D) résultant de la superposition des signaux sinusoïdaux échantillonnés présentés en A, B, et C. En A, la longueur d'onde du signal est égale à 20 fois la largeur d'un pixel et la valeur de la FTM est de 0,7. Le signal entrant correspond à la courbe en trait continu et le signal délivré par l'instrument à la courbe en trait discontinu. En B la fréquence spatiale du signal est deux fois plus grande qu'en A (longueur d'onde : 10 pixels).

Tableau 1 : FTM des instruments HRV1 et HRV2 de SPOT 1 et 2, mesurées avant le lancement à la fréquence de Nyquist

Satellite	Instrument	FTM	Canaux			
			XS1	XS2	XS3	Panchro.
SPOT 1	HRV 1	FTM_{ligne}	0,41	0,38	0,36	0,19
		$FTM_{colonne}$	0,48	0,41	0,28	0,28
	HRV 2	FTM_{ligne}	0,40	0,39	0,38	0,15
		$FTM_{colonne}$	0,44	0,40	0,22	0,23
SPOT 2	HRV 1	FTM_{ligne}	0,42	0,42	0,40	0,21
		$FTM_{colonne}$	0,48	0,44	0,37	0,27
	HRV 2	FTM_{ligne}	0,42	0,42	0,41	0,22
		$FTM_{colonne}$	0,50	0,47	0,39	0,30

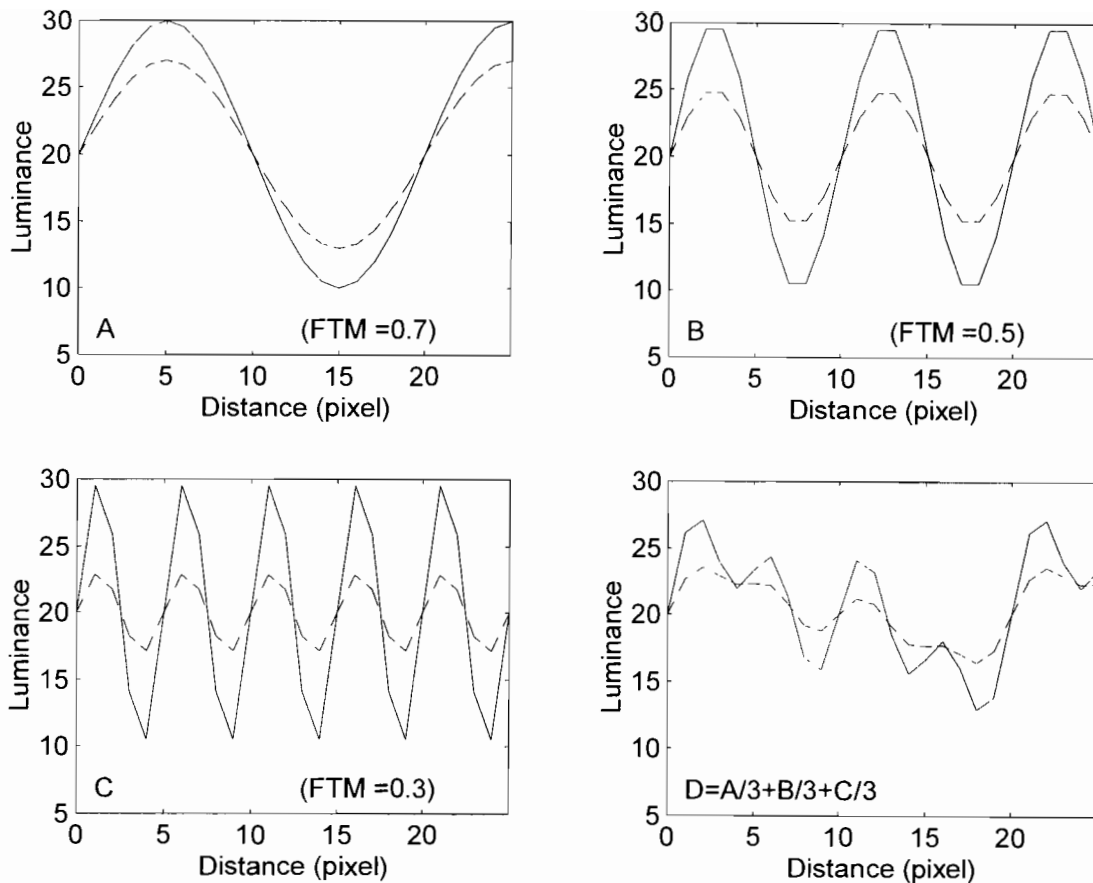


Figure 4 : Illustration schématique de l'effet de la FTM sur un signal complexe résultant de la superposition de 3 signaux sinusoïdaux A, B, C, de même amplitude. Les valeurs prises par la FTM pour les fréquences spatiales correspondant à chacun des signaux élémentaires sont respectivement 0,7, 0,5 et 0,3. Le signal résultant est présenté en D. (— signal non altéré, ——— signal affecté par la FTM).

La FTM est alors égale à 0,5 et le signal de sortie est plus atténué. En C, la fréquence spatiale est 4 fois plus grande qu'en A (longueur d'onde : 5 pixels) et la FTM est alors égale à 0,3. Si maintenant on considère le signal périodique résultant de la superposition des 3 signaux sinusoïdaux élémentaires en donnant à chacun le même poids :

$$D = \frac{A}{3} + \frac{B}{3} + \frac{C}{3} \quad (1)$$

la **Figure 4D** montre que la FTM est responsable d'une perte d'information importante.

Pour corriger les images, nous avons tout d'abord déterminé la transformée de Fourier bidimensionnelle de l'image brute. Nous avons alors corrigé le spectre de Fourier en divisant les valeurs réelles et imaginaires pour chaque paire de fréquence correspondant aux lignes et aux colonnes de l'image par les valeurs correspondantes de la FTM. En appliquant ensuite la transformation inverse au spectre corrigé de l'image, nous avons alors obtenu l'image corrigée des effets de la FTM. La **Planche 1** (voir page 142) montre l'effet résultant de la correction de la FTM sur un extrait d'une image de SPOT sur la basse vallée du Rhône (sud-est de la France). Elle montre que la qualité visuelle de l'image est nettement améliorée.

Contrairement aux méthodes classiques de filtrage qui réduisent le contenu en information des images corrigées, la correction de la FTM permet de restituer la luminance des objets vus par le satellite tout en faisant ressortir les limites entre deux surfaces différentes (champs, routes, rivières, rues...) et la texture à l'intérieur de grandes zones relativement homogènes. Cependant, il faut noter que la correction de la FTM accroît aussi les effets des bruits (bruit aléatoire, bruit de strie...). Lorsque le niveau radiométrique moyen est très bas (surfaces d'eau) et lorsque le contraste entre les pixels adjacents est comparable au niveau du bruit, la correction de la FTM peut alors introduire des artefacts.

Dans le domaine agricole ou forestier, la correction de la FTM permet d'améliorer la précision des analyses et des classifications dans les zones avec un petit parcellaire (ou dans les zones où la végétation naturelle est disposée en touffes ou en bosquets). Ainsi, dans la sud-est de la France (Crau-Camargue), les corrections radiométriques sur une image de SPOT ont été supérieures à 10 % pour la moitié des pixels et elles ont dépassé 50 % dans 13 % des cas (GUYOT *et al.*, 1992). Par contre, lorsque l'on a de grandes surfaces relativement homogènes, la correction de la FTM n'apporte pas d'amélioration sensible et n'est donc pas nécessaire.

2. ÉTALONNAGE ABSOLU DES SATELLITES ET EFFETS SPECTRAUX

Après avoir corrigé les effets perturbateurs qui sont dus au capteur, il est possible de passer à la réflectance apparente (ou à la luminance) au niveau du satellite en utilisant les coefficients d'étalonnage du capteur pour les différents canaux. Mais cette transformation ne permet pas d'avoir des données comparables d'un satellite à un autre. En effet, si les capteurs embarqués à bord des différents satellites peuvent avoir des bandes spectrales homologues comme par exemple TM de Landsat et HRV de SPOT, ils n'ont généralement pas tout à fait la même sensibilité spectrale. Ainsi, pour les objets dont la réflectance varie en fonction de la longueur d'onde, dans les domaines couverts par les différentes bandes spectrales, il est possible d'obtenir des informations légèrement différentes. Nous allons donc voir dans les paragraphes qui suivent comment il est possible de prendre en compte l'étalonnage absolu des satellites et les effets spectraux.

2.1. Prise en compte de l'étalonnage absolu des satellites

Ces coefficients sont déterminés à partir de mesures qui sont effectuées avant le lancement du satellite. Ils sont ensuite corrigés en fonction des vérifications systématiques qui sont effectuées d'une part à l'aide du système d'étalonnage interne du satellite, et d'autre part à partir de campagnes de mesures effectuées au sol sur des sites de référence comme la Crau sèche en France ou White Sands dans le désert du Nouveau Mexique aux États-Unis (SLATER *et al.*, 1987 ; SANTER *et al.*, 1992 ; GU *et al.*, 1990, 1992).

La luminance L_i mesurée par le capteur d'un satellite dans la bande spectrale i est donnée par l'expression suivante :

$$L_i = \int_0^\infty \mathcal{S}(\lambda)_i \cdot L(\lambda) \cdot d\lambda \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}) \quad (2)$$

avec : $L(\lambda)$: luminance monochromatique au niveau du capteur ;

$\mathcal{S}(\lambda)_i$: sensibilité spectrale du capteur pour la bande i . Elle est supposée être nulle en dehors de cette bande délimitée par les longueurs d'ondes λ_1 et λ_2 .

De façon à être indépendant de la largeur de la bande spectrale du capteur, la luminance intégrée L_i est transformée en luminance équivalente L_i^e en la divisant par l'intégrale de la sensibilité spectrale (GUYOT et GU, 1994) :

$$L_i^e = \frac{\int_0^\infty \mathcal{S}(\lambda)_i \cdot L(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_0^\infty \mathcal{S}(\lambda)_i \cdot d\lambda} \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (3)$$

Si l'on admet que la réponse radiométrique des capteurs satellitaires est pratiquement linéaire,

l'équation d'étalonnage pour le canal i , peut alors s'écrire :

$$L_i^e = \frac{DC_i - DC_{0,i}}{A_i} \quad (4)$$

avec : A_i : coefficient d'étalonnage ;

DC_i : compte numérique pour le canal i ;

$DC_{0,i}$: décalage du zéro (offset) pour le canal i .

Pour TM de Landsat, d'après SLATER *et al.* (1987) les valeurs moyennes de $DC_{0,i}$ sont respectivement égales à : 2,22 pour TM-2, 2,37 pour TM-3, 2,36 pour TM-4. Dans les calculs il faut donc pratiquement retrancher 2 des comptes numériques qui sont fournis.

Pour SPOT l'équation d'étalonnage a une forme différente car le gain du système électronique peut être changé. Il peut prendre 8 valeurs discrètes (G1 à G8) qui sont étagées selon une progression géométrique de raison 1,3. Le gain nominal étant G3 = 1 (par définition), et l'offset étant annulé, l'équation d'étalonnage s'écrit ainsi :

$$L_i^e = \frac{DC_i}{A_i \cdot 1,3^{(m_i - 3)}} \quad (5)$$

m_i est le numéro d'ordre du gain ($1 \leq m_i \leq 8$)

De la même façon que pour la luminance équivalente, il est possible de définir, au niveau du satellite, l'éclairement solaire équivalent :

$$E_{S,i}^e = \frac{\int_0^\infty \mathcal{S}(\lambda)_i \cdot E_S(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_0^\infty \mathcal{S}(\lambda)_i \cdot d\lambda} \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (6)$$

$E_S(l)$ est l'éclairement d'une surface normale aux rayons solaire située à l'extérieur de l'atmosphère.

Les valeurs de l'éclairement solaire équivalent font partie des caractéristiques des capteurs satellitaires qui sont fournies par les distributeurs de données (Tableau 2). Elles sont données pour la valeur moyenne de la distance de la Terre au Soleil. Pour connaître l'éclairement solaire équivalent à une date donnée il faut donc corriger l'effet de la variation de la distance de la Terre au Soleil en divisant $E_{S,i}^e$ par d^2 , d étant le quotient de la distance actuelle Terre-Soleil par la distance moyenne. Le facteur de distance d varie entre 0,983 à la périhélie (3 Janvier) et 1,017 à l'aphélie (4 Juillet).

A partir de la luminance équivalente et de l'éclairement solaire équivalent, il est alors possible de définir la réflectance apparente d'une cible dans la direction visée par le satellite :

$$\rho^*_i = \frac{\pi \cdot d^2 \cdot L_i^e}{\cos \theta_S \cdot E_{S,i}^e} \quad (7)$$

θ_S : angle solaire zénithal.

Tableau 2 : Éclairissements solaires équivalents, coefficients d'étalonnage et longueur d'onde centrale des canaux homologues des instruments HRV-1 de SPOT-1 et TM de Landsat-5. Les coefficients d'étalonnage ont été déterminés pour les deux instruments le 30 Septembre 1989 au dessus de la Crau dans le sud-est de la France. (d'après Gu, 1991).

Paramètre	Instrument	Bandes spectrales		
		Vert	Rouge	Proche IR
Éclairissement solaire équivalent ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$)	HRV-1 de SPOT-1	1855	1615	1090
	TM de Landsat-5	1827	1545	1043
Coefficient d'étalonnage ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1} \cdot \text{compte num}^{-1}$)	HRV-1 de SPOT-1	1,099	0,903	0,887
	TM de Landsat-5	0,689	0,919	1,091
Longueur d'onde centrale (nm)	HRV-1 de SPOT-1	545	638	819
	TM de Landsat-5	571	661	838

Les valeurs des coefficients d'étalonnage des instruments HRV1 et HRV2 de SPOT 2 et 3 et des bandes homologues de TM de Landsat 5 sont données dans le **Tableau 2**.

Les données des satellites sont souvent combinées dans différents indices de végétation (RONDEAUX, 1995) pour caractériser l'état ou la densité de la couverture végétale et avoir des informations qui présentent une plus faible variabilité en fonction de l'éclairissement solaire, des propriétés optiques du sol... Comme près de 90 % de l'information spectrale sont contenus dans les bandes rouge et proche-infrarouge (BARET *et al.*, 1988), ce sont elles qui sont utilisées le plus fréquemment. Par ailleurs, ces indices peuvent être calculés à partir des données numériques brutes ou à partir des valeurs radiométriques corrigées. Nous allons donc analyser l'effet des corrections radiométriques sur l'un des indices les plus couramment utilisé : la différence normalisée NDVI.

A partir des comptes numériques bruts, $NDVI_{DC}$ est donné par :

$$NDVI_{DC} = \frac{DC_{PIR} - DC_R}{DC_{PIR} + DC_R} \quad (8)$$

PIR et R désignent les bandes proche-infrarouge et rouge.

De même à partir des réflectance apparentes au niveau du satellite, $NDVI_{\rho^*}$ s'écrit :

$$NDVI_{\rho^*} = \frac{\rho^*_{PIR} - \rho^*_R}{\rho^*_{PIR} + \rho^*_R} \quad (9)$$

En combinant les équations (7) et (9) nous obtenons :

$$NDVI_{\rho^*} = \frac{DC_{PIR} - k \cdot DC_R}{DC_{PIR} + k \cdot DC_R} \quad (10)$$

k est une constante qui ne dépend que des caractéristiques propres du capteur (coefficients d'étalonnage et éclairissements solaires équivalents pour les bandes spectrales considérées).

$$k = \frac{A_{PIR} \cdot E^e_{S, PIR}}{A_R \cdot E^e_{S, R}} \quad (11)$$

Pour quantifier les effets perturbateurs, nous allons utiliser deux images acquises le 30 Septembre 1989 par les instruments HRV-1 de SPOT-1 et TM de Landsat-5 au dessus du sud-est de la France. Les gains pour l'acquisition de l'image de HRV-1 étaient respectivement G6, G7 et G5 pour les canaux XS-1, XS-2 et XS-3, ce qui correspond au réglage standard. Dans ces conditions, pour HRV-1 $k = 0,663$ et pour TM $k = 0,801$, les deux instruments ayant des sensibilités différentes dans le rouge et le proche-infrarouge. La **Figure 5** montre ainsi que pour TM de Landsat et pour HRV de SPOT, l'écart entre $NDVI_{DC}$ et $NDVI_{\rho^*}$ est relativement important et que les valeurs de $NDVI_{DC}$, déterminées à partir des données numériques brutes, ne sont pas équivalentes.

Pour les valeurs de $NDVI$ comprises entre - 0,5 et + 0,4, l'approximation suivante peut être utilisée avec une précision acceptable, l'erreur sur la détermination de $NDVI_{\rho^*}$ à partir de $NDVI_{DC}$, étant inférieure à $\pm 0,02$ (GUYOT et GU, 1994) :

$$NDVI_{\rho^*}(HRV) = NDVI_{DC} + 0,18 \quad (12)$$

$$NDVI_{\rho^*}(TM) = NDVI_{DC} + 0,10 \quad (13)$$

Ces corrections très simples peuvent être appliquées lorsque l'on considère des surfaces d'eau, des sols nus ou de la végétation peu dense. Par contre, lorsque la végétation est dense, les erreurs commises sur l'estimation de $NDVI_{\rho^*}$ sont plus grandes et il est nécessaire d'appliquer l'équation (10).

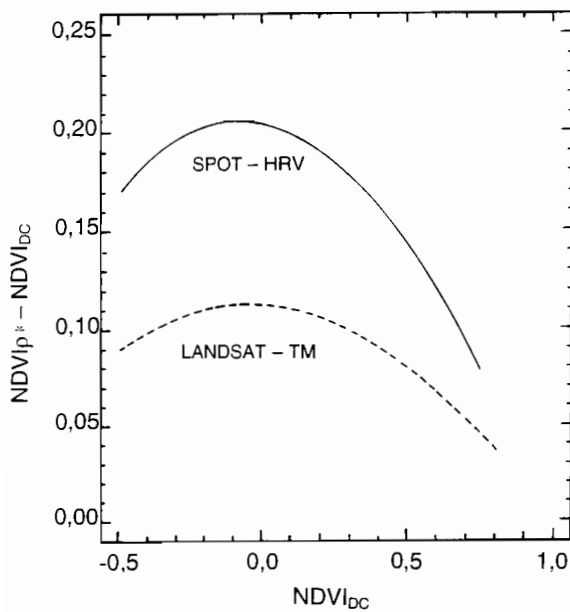


Figure 5 : Variation de la différence entre $NDVI$ calculé à partir de la réflectance apparente au niveau du satellite ($NDVI_p^*$) et à partir des comptes numériques bruts ($NDVI_{DC}$). (adapté de GUYOT et GU, 1994).

L'introduction des coefficients d'étalonnage des satellites se traduit ainsi par un accroissement relativement important de la valeur de $NDVI$ comme le montre la **Planche 2** (voir page 143). Cette figure montre également que la correction de la FTM effectuée avant l'introduction des coefficients d'étalonnage, ne modifie de façon sensible que la valeur de $NDVI$ pour les petites parcelles et fait ressortir de façon nette les limites des champs et les chemins.

2.2. Effets spectraux

Les instruments HRV de SPOT et TM de Landsat possèdent trois bandes spectrales homologues (XS1 et TM2, XS2 et TM3, XS3 et TM4) dont les données sont souvent comparées ou combinées. Cependant, elles n'ont pas exactement le même contenu en information car les deux instruments n'ont pas la même sensibilité spectrale (**Tableau 2**) et leurs bandes ne coïncident pas et sont centrées sur des longueurs d'ondes différentes (**Figure 6**) (BÉGNI et DINGUIRARD, 1985 ;

SLATER *et al.*, 1987 ; GUYOT et GU, 1994). Comme la luminance des cibles visées varie généralement en fonction de la longueur d'onde, des différences positives ou négatives peuvent donc être observées entre les réponses des deux instruments, selon la forme des spectres de réflectance. Par exemple, le sol nu a une luminance équivalente plus élevée dans les bandes TM-2 et TM-3 que dans les bandes homologues XS1 et XS2 de SPOT. Par contre, dans le proche-infrarouge, les deux instruments donnent pratiquement les mêmes luminances équivalentes.

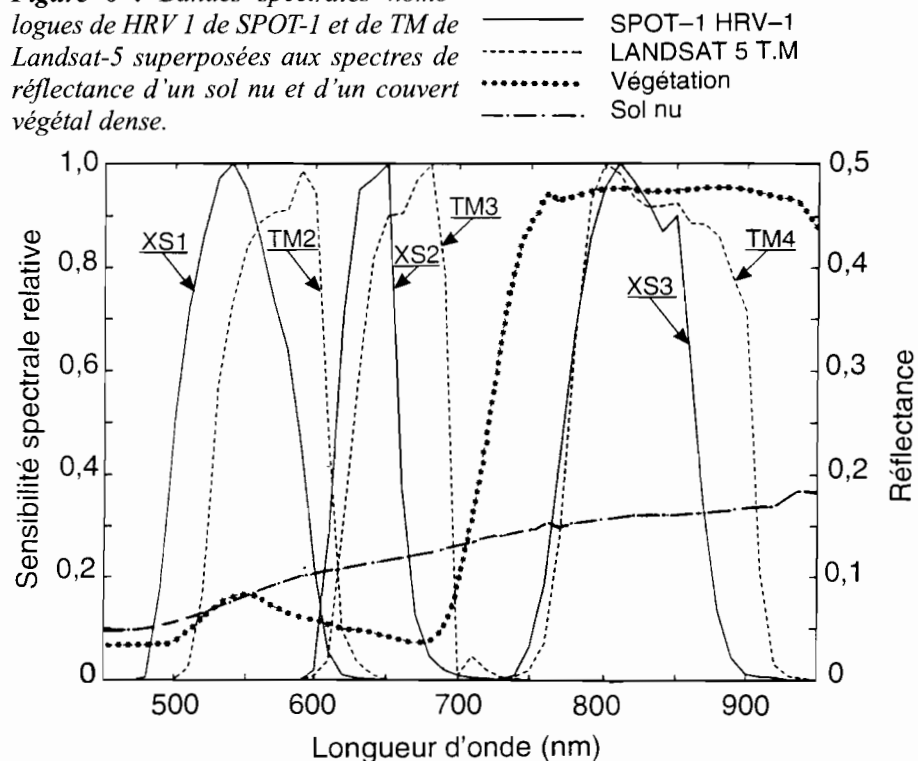
Cet effet peut être mis en évidence en comparant des données acquises le même jour sur les mêmes cibles. Des coefficients de proportionnalité a_i permettent de convertir les données D_i de l'un des capteurs en celles de l'autre :

$$D_i (TM) = a_i D_i (HRV) \quad (14)$$

Pour déterminer les valeurs de a_i , 10 cibles étendues, homogènes et très diversifiées ont été sélectionnées (**Tableau 3** et **Planche 3**, voir page 144) (GUYOT et GU, 1994). Le **Tableau 4** montre que si l'on considère les données numériques brutes, Landsat TM est moins sensible que SPOT dans le domaine du visible, alors que la sensibilité des deux capteurs est voisine dans le proche-infrarouge. Cela signifie qu'il est beaucoup plus difficile de séparer différents objets dans le visible avec Landsat TM qu'avec SPOT (en particulier les forêts de conifères).

Si l'on considère non plus les données brutes mais les réflectances apparentes au niveau du satellite, les différences entre les deux instruments sont beaucoup plus faibles (introduction des coefficients d'étalonnage) mais elles subsistent car les informations spectrales ne sont pas tout à fait équivalentes.

Figure 6 : Bandes spectrales homologues de HRV 1 de SPOT-1 et de TM de Landsat-5 superposées aux spectres de réflectance d'un sol nu et d'un couvert végétal dense.



La non-coïncidence des bandes spectrales homologues des instruments HRV de SPOT et TM de Landsat peut être considérée soit comme une source d'erreur supplémentaire soit comme une source d'information supplémentaire. Ainsi, la **Figure 7** représente la variation de la réflectance de différentes cibles en fonction de la longueur d'onde centrale des bandes de HRV de SPOT et TM de Landsat. On peut alors constater que l'utilisation conjointe des données des deux satellites permet, en particulier, une meilleure discrimination des sols nus (cible 4) et des sols ayant une faible couverture végétale (cible 6 : chaumes avec quelques repousses). Si l'on considère séparément les données de chaque capteur, on constate alors que pour les cibles 4 et 6, la réflectance augmente du vert au proche infrarouge, ce qui est caractéristique d'un sol nu. Par contre, si on compare la combinaison des données des deux capteurs, on observe une légère décroissance de la réflectance de XS2 de SPOT à TM-3 de Landsat pour la cible 6, qui est caractéristique de la présence de végétaux chlorophylliens.

3. EFFETS ATMOSPHÉRIQUES

3.1. Mécanismes de base

Le signal qui parvient à un satellite est affecté de manière significative par l'atmosphère. La luminance mesurée au niveau du satellite comporte trois composantes (TANRÉ *et al.*, 1990) :

- le rayonnement provenant directement de la cible qui a été partiellement absorbé par l'atmosphère ;

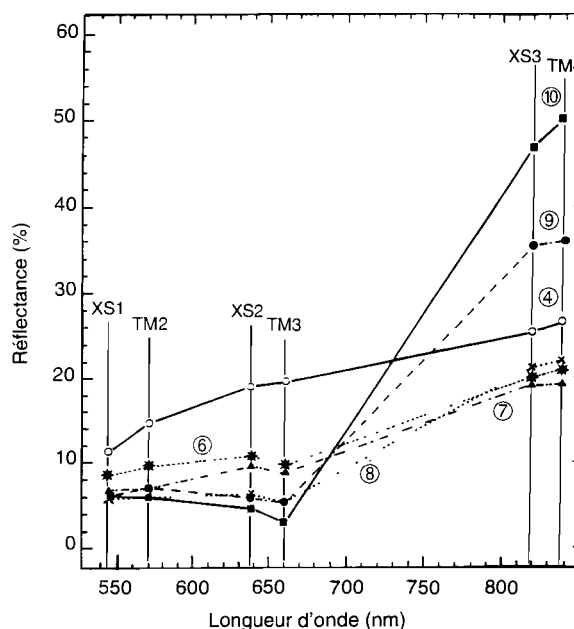


Figure 7 : Variation de la réflectance de différentes cibles en fonction de la longueur d'onde centrale des bandes de HRV1 de SPOT-1 et de TM de Landsat-5. [(4) sol nu ; (6) chaume ; (7) chaume + repousses ; (8) prairie sèche ; (9) prairie irriguée ; (10) prairie dense irriguée]. (adapté de GUYOT et GU, 1994)

- la luminance du trajet optique qui dépend de la diffusion du rayonnement par les aérosols et les molécules atmosphériques ;
- le rayonnement réfléchi par l'environnement de la cible et diffusé par l'atmosphère dans la direction de la visée.

Tableau 3 : Caractéristiques des cibles sélectionnées (adapté de Guyot et Gu, 1994).

Cibles	Caractéristiques	Nb. pixels SPOT	Nb. pixels TM
1	Marécage	794	319
2	Lac	1878	754
3	Rizière inondée	1545	645
4	Sol nu 1	3976	1691
5	Sol nu 2	1144	477
6	Chaume	1379	580
7	Chaume + repousses	1022	429
8	Prairie sèche	1122	465
9	Prairie irriguée	781	313
10	Prairie irriguée très dense	225	89

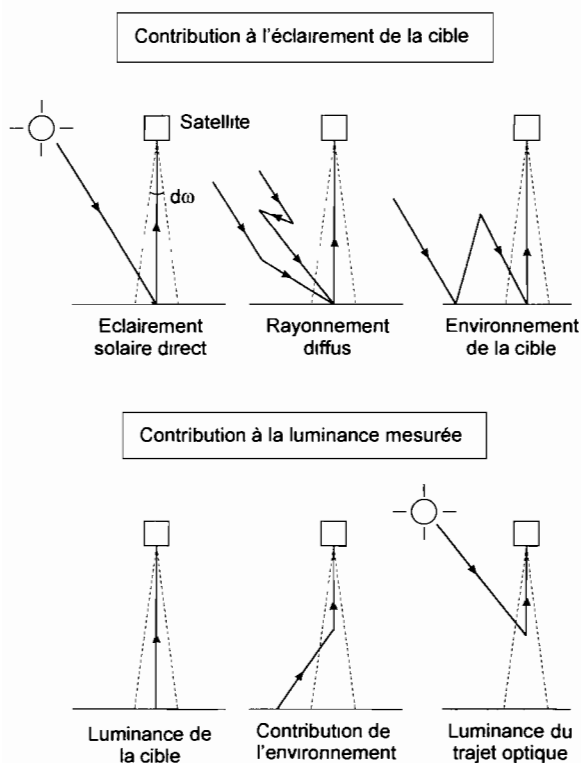


Figure 8 : Représentation schématique des effets perturbateurs de la diffusion atmosphérique sur le signal mesuré au niveau d'un satellite. (d'après GUYOT, 1989).

Comme l'indique schématiquement la **Figure 8** (GUYOT, 1989), la réflectance apparente ρ_i^* qui est déterminée au niveau du satellite, peut être considérée comme la somme de deux termes : la contribution de l'atmosphère et de l'environnement $\rho_{ae,i}$ et la contribution de la réflectance mesurée au

niveau du sol et multipliée par la transmittance atmosphérique pour le double trajet $\tau_{a2,i}$,

$$\rho_i^* = \tau_{a2,i} \rho_i + \rho_{ae,i} \quad (15)$$

La transmittance de l'atmosphère augmente et la diffusion atmosphérique diminue lorsque l'on passe du rouge au proche-infrarouge. Ainsi, la valeur de *NDVI* déterminée au niveau du sol est-elle généralement plus grande que celle qui est déterminée à partir des réflectances apparentes au niveau du satellite (et *a fortiori* à partir des données numériques brutes).

L'équation (15) montre également que la réflectance apparente au niveau d'un satellite dépend d'un terme additif et d'un facteur multiplicatif. Selon le niveau de la réflectance au sol, les effets au niveau du satellite seront différents :

- si la réflectance de la cible est faible (< 15 %), le phénomène dominant est alors la luminance du trajet optique. L'absorption atmosphérique qui affecte un signal de faible amplitude, joue un rôle secondaire. Le signal au niveau du satellite est plus élevé qu'au niveau du sol (exemples : réflectance de la végétation dans le visible, réflectance de l'eau dans le visible et le proche-infrarouge) ;
- si la réflectance de la cible est moyenne ou forte, la réduction du signal par l'absorption atmosphérique l'emporte alors. Le signal est plus faible au niveau du satellite qu'au niveau du sol (exemple : réflectance d'une végétation dense dans le proche-infrarouge).

Il faut noter également que pour les sols nus, la luminance du trajet optique compense le plus souvent l'effet de l'absorption atmosphérique. Ainsi, la réflectance apparente des sols au niveau d'un satel-

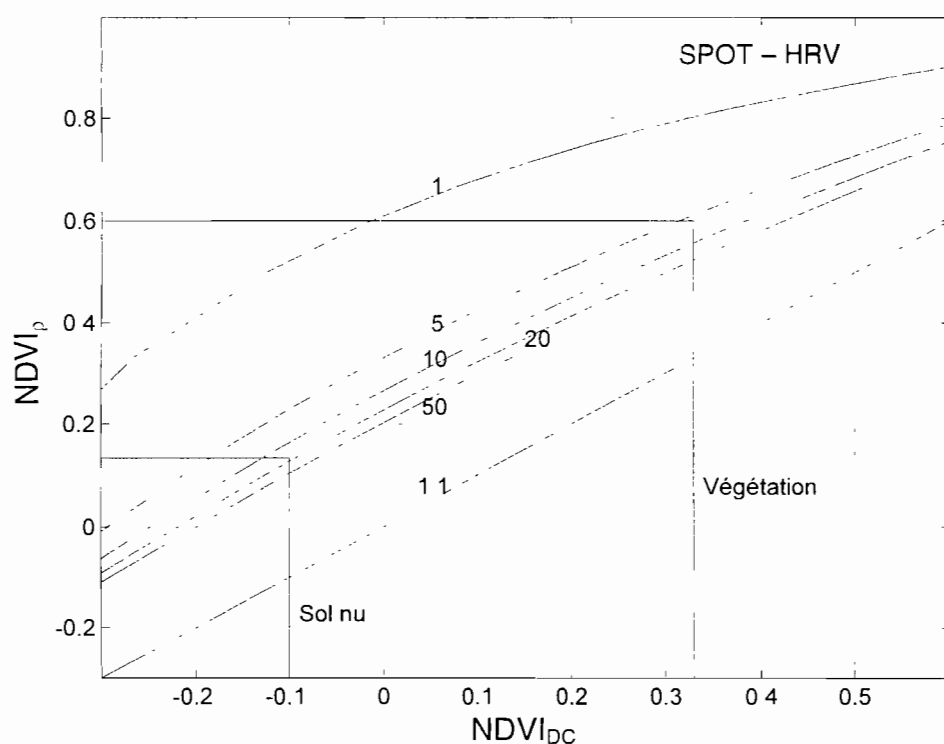


Figure 9 : Relation entre $NDVI_{DC}$ calculé à partir des données numériques brutes, et $NDVI_p$ calculé à partir des réflectances au niveau du sol pour différentes valeurs de la réflectance au sol dans le rouge (1, 5, 10, 20, 50%) pour HRV1 de SPOT-1. Simulation utilisant le modèle 5S dans lequel sont rentrés les paramètres atmosphériques mesurés le 30/09/89 au-dessus du sud-est de la France (visibilité météorologique horizontale 20 km).

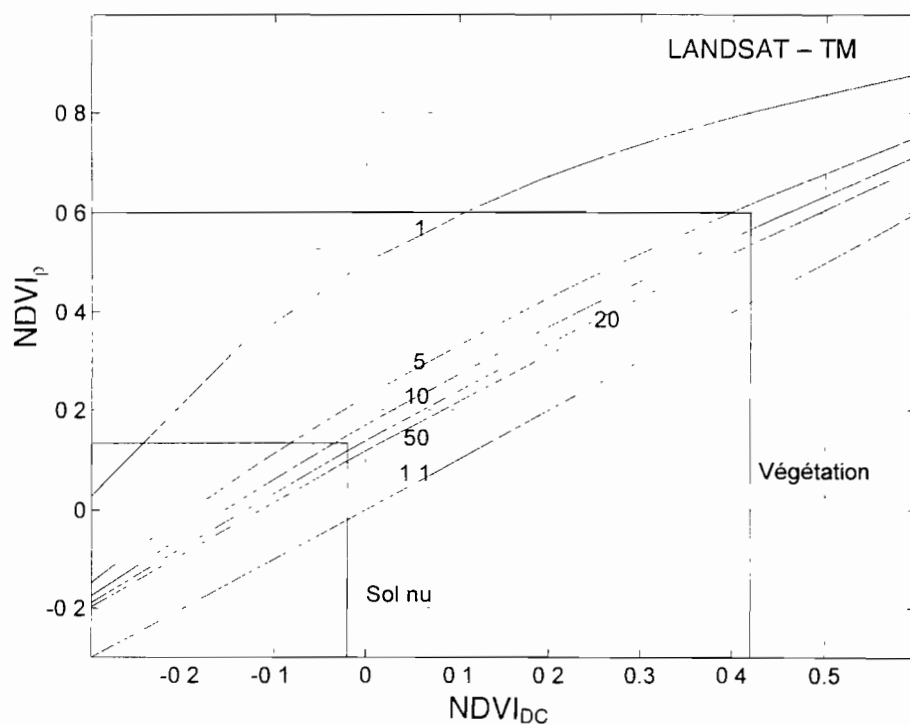


Figure 10 : Relation entre $NDVI_{DC}$ calculé à partir des données numériques brutes, et $NDVI_{\rho}$ calculé à partir des réflectances au niveau du sol pour différentes valeurs de la réflectance au sol dans le rouge (1, 5, 10, 20, 50%) pour TM de Landsat-5. Simulation utilisant le modèle 5S dans lequel sont rentrés les paramètres atmosphériques mesurés le 30/09/89 au-dessus du sud-est de la France (visibilité météorologique horizontale 20 km).

lite peut-elle être proche de la valeur qui est mesurée au sol.

3.2. Perturbations atmosphériques sur les images de SPOT et Landsat-TM

Comme cela a été indiqué plus haut, les données utilisées ont été acquises le 30 Septembre 1989. Les paramètres atmosphériques ont été déterminés au moment du passage des satellites. La teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau était de $1,516 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ et l'épaisseur optique des aérosols était de 0,3 à 550 nm, ce qui correspond à une visibilité météorologique horizontale de 20 km.

Le **Tableau 4** montre que la correction des effets atmosphériques, qui permet d'obtenir la réflectance au niveau du sol, accentue l'écart entre les canaux homologues de Landsat TM et de SPOT-HRV.

Si nous considérons maintenant $NDVI$, les effets différents de l'atmosphère dans le rouge et le proche-infrarouge se traduisent par un accroisse-

ment de sa valeur. L'importance de cet effet dépend du capteur qui est considéré comme le montrent les **Figures 9 et 10**. Ces figures représentent la relation existant entre $NDVI_{\rho}$ calculé à partir des réflectances au sol et $NDVI_{DC}$ calculé à partir des données numériques brutes au niveau du satellite, pour des valeurs de la réflectance dans le rouge au niveau du sol allant de 1 à 50 %. Les courbes tracées correspondent à des calculs effectués en utilisant le modèle 5S (TANRÉ *et al.*, 1990) pour une atmosphère claire (utilisation des données du 30 Septembre 1989 avec une visibilité météorologique horizontale de 20 km).

Conformément à ce que nous avons vu sur la **figure 5**, la relation entre $NDVI_{\rho}$ et $NDVI_{DC}$ n'est pas linéaire. Elle tend asymptotiquement vers une droite parallèle à la première bissectrice (indiquée 1:1 sur la **figure 9**) lorsque la réflectance dans le rouge augmente. Le calcul montre que la distance entre l'asymptote et la première bissectrice est alors égale à 0,18 pour HRV-1 et 0,10 pour TM. Ce sont les valeurs des termes constants des équations (12) et (13) qui donnent la relation entre $NDVI_{\rho}^*$

Tableau 4 : Coefficients moyens de proportionnalité entre les mesures effectuées dans les bandes homologues de Landsat TM et de SPOT-HRV. (d'après Guyot et Gu, 1994).

Paramètres	Bandes spectrales		
	Vert	Rouge	Proche IR
Comptes numériques DC _i	0,580	0,844	1,084
Réflectance apparente ρ_i^*	1,020	0,942	1,003
Réflectance au niveau du sol ρ_i	1,135	0,939	1,034

(calculé à partir de la réflectance apparente) et $NDVI_{DC}$. Ce phénomène s'explique par le fait que lorsque la réflectance au sol dans le rouge devient très grande, les effets de la luminance du trajet optique et de l'absorption atmosphérique se compensent. Les valeurs de la réflectance au sol et de la réflectance apparente au niveau du satellite deviennent alors très voisines.

Les figures 9 et 10 montrent que $NDVI_{DC}$ est systématiquement plus faible que $NDVI_{\rho}$, pour une valeur donnée de la réflectance au sol dans le rouge à cause de deux effets qui se combinent : l'utilisation des coefficients d'étalonnage de chaque capteur et la correction des effets atmosphériques. Il faut remarquer également que les courbes qui relient $NDVI_{\rho}$ et $NDVI_{DC}$, sont limitées pour les fortes valeurs de la réflectance dans le rouge car les points qui se situeraient au-delà correspondraient à une impossibilité (réflectance dans le proche infrarouge supérieure à 100 %).

Si nous considérons par exemple un sol nu pour lequel la réflectance dans le rouge est égale à 17 %, et pour lequel $NDVI_{\rho}$ est égal à 0,15, la valeur correspondante de $NDVI_{DC}$ est de 0,1 pour HRV de SPOT et de 0,0 pour TM de Landsat. De même, pour une végétation dense avec une réflectance au sol dans le rouge égale à 6 % et une valeur de $NDVI_{\rho}$ de 0,6, les valeurs correspondantes de $NDVI_{DC}$ sont respectivement 0,33 pour HRV de SPOT et 0,42 pour TM de Landsat.

Cet effet est également très bien mis en évidence par la **Planche 2** (voir page ...) qui montre l'accroissement progressif des valeurs de $NDVI$ en fonction des corrections radiométriques qui sont appliquées. Ainsi, d'importantes erreurs peuvent être commises, notamment sur l'estimation de la biomasse en place, lorsque des données non corrigées sont utilisées. En effet, comme la relation entre l'indice foliaire et un indice de végétation est une relation de type exponentiel (BARET et GUYOT, 1991 ; RONDEAUX, 1995), l'incertitude sur la détermination de la biomasse aérienne augmente également de façon exponentielle avec $NDVI$ (**Figure 11**) pour dépasser 100 % lorsque l'on est proche du palier de saturation atteint par $NDVI$ (BARET et GUYOT, 1991).

3.3. Perturbations atmosphériques sur les images d'instruments à grand angle de balayage

Depuis de nombreuses années, les données du capteur AVHRR des satellites météorologiques de la série NOAA, sont très fréquemment utili-

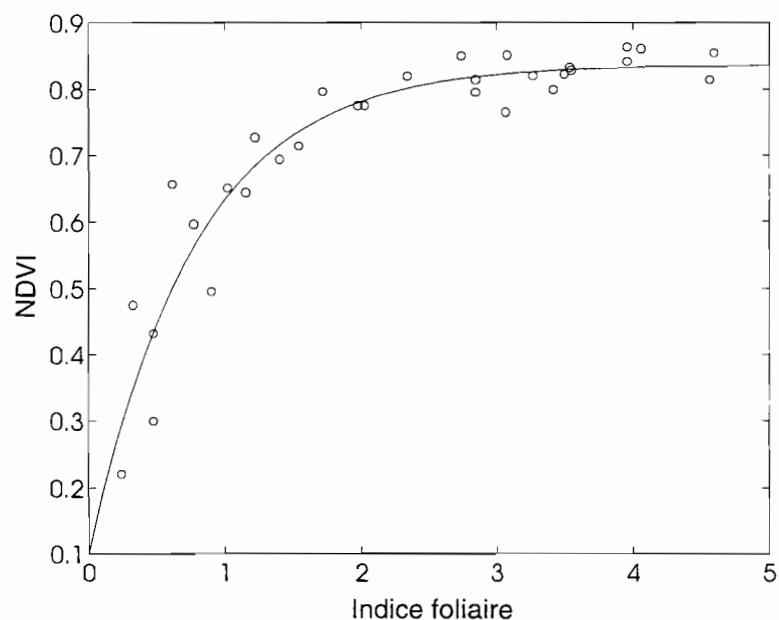
sées pour effectuer un suivi global de l'état de la couverture végétale. Ce capteur à grand angle de balayage ($\pm 56^\circ$ par rapport à la verticale) possède deux bandes spectrales : l'une dans le rouge et l'autre dans le proche infrarouge, qui sont utilisées pour calculer des indices de végétation et notamment $NDVI$.

La bande proche-infrarouge de AVHRR est très large comparativement aux bandes XS3 et TM4 et elle recouvre un certain nombre de bandes d'intense absorption du rayonnement solaire par les composantes de l'atmosphère (O_2 , CO_2 , H_2O). Les données ainsi obtenues sont donc beaucoup plus affectées par l'état de l'atmosphère que celles de SPOT ou Landsat TM et sont donc beaucoup plus variables d'un jour à l'autre. Lorsque le capteur AVHRR est utilisé pour suivre l'évolution globale de la couverture végétale, il est donc absolument nécessaire de corriger ses données des effets atmosphériques. Sans cela, les conclusions qui peuvent être tirées des données brutes, peuvent conduire à des interprétations totalement erronées.

Comme le capteur AVHRR possède un très grand angle de balayage pour pouvoir couvrir l'ensemble de la surface terrestre en 24 heures, trois effets affectent les données acquises :

- l'épaisseur de l'atmosphère que doit traverser le rayonnement pour parvenir au satellite, augmente avec l'inclinaison de la visée et l'absorption par la vapeur d'eau devient relativement importante comparativement aux effets observés pour les capteurs HRV ou TM ;
- les surfaces naturelles n'étant pas des diffuseurs lambertiens (HOLBEN *et al.*, 1986 ; GUYOT, 1995), la variation angulaire de la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (BRDF), se

Figure 11 : Relation entre $NDVI$ et l'indice foliaire pour une culture de betteraves à partir de mesures effectuées en 1989 à la ferme expérimentale de Brooms Barn (Royaume Uni).



superpose à l'effet d'accroissement de la longueur du trajet optique dans l'atmosphère ;

- les surfaces visées pouvant être écartées de plus de 1 000 km de la trace au sol, l'heure locale et la hauteur du Soleil sont différentes, cet effet variant en fonction de la latitude et de la saison (± 1 heure par rapport au centre de la trace, à la latitude de 45° et à l'équinoxe).

Ces différents effets doivent donc être corrigés si l'on veut effectuer des analyses spatiales sur des zones de grandes dimensions ou comparer des données obtenues par AVHRR à différentes dates. A l'heure actuelle, les modèles de correction des effets atmosphériques étant opérationnels (TANRÉ *et al.*, 1990, SANTER *et al.*, 1992), les efforts se sont reportés sur la mise au point de modèles de correction des effets directionnels des surfaces (ROUJEAN *et al.*, 1992)

Par ailleurs, d'autres capteurs à grand champ sont en cours de préparation et notamment "Végétation" qui sera monté sur la plate-forme SPOT-4 et MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) préparé par l'Agence Spatiale Européenne et dont le lancement est prévu en 1998 sur la première plate-forme polaire européenne : ENVISAT 1 (BAUDIN et BESSUDO, 1990). Pour tous ces instruments, le problème essentiel est celui de

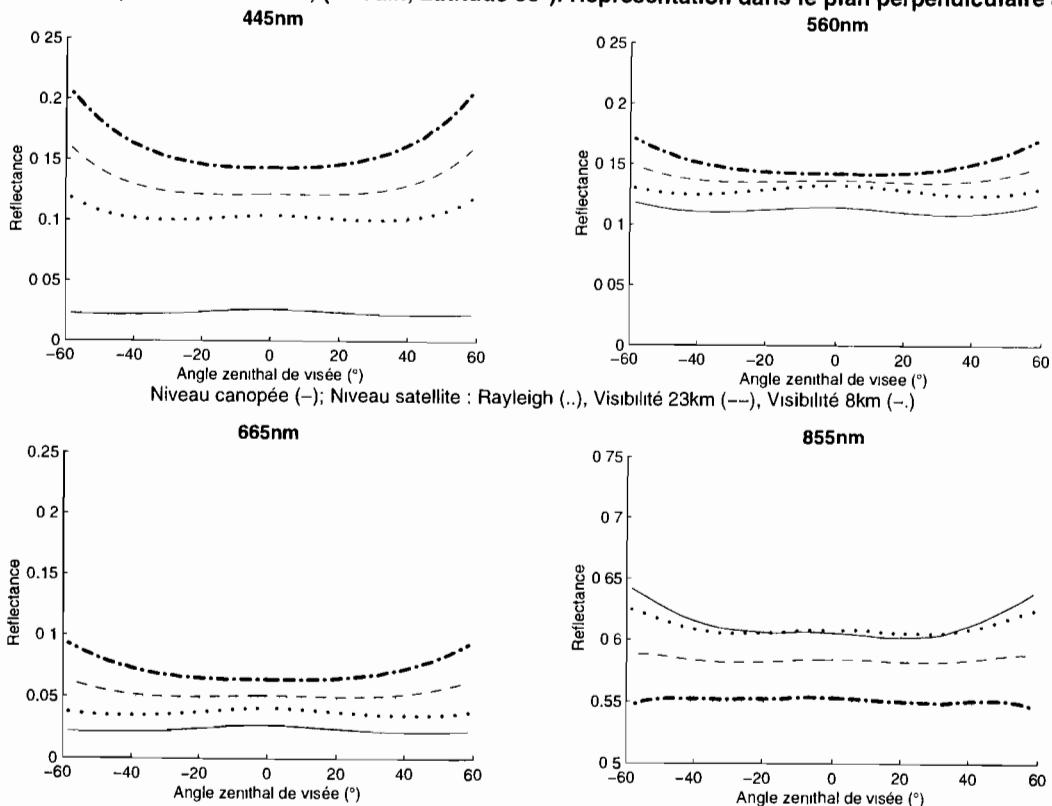
la détermination des caractéristiques optiques des surfaces naturelles à partir des données acquises par un satellite.

Afin de montrer l'importance des effets des facteurs perturbateurs sur les données acquises au niveau du satellite ou restituées au niveau du sol, nous pouvons, dans une première approche, nous appuyer sur des simulations sur modèles qui permettent de tester un grand nombre de situations différentes.

Les BRDF de cinq grands types de biomes représentatifs de l'occupation des surfaces continentales (prairies, végétation clairsemée, forêt tropicale, forêt boréale, sols nus) ont ainsi été étudiés au moment des solstices et de l'équinoxe et pour différentes latitudes ($0, 30, 60^\circ$). Pour chaque type de couvert, différentes valeurs de l'indice foliaire (LAI) des propriétés optiques des feuilles (modèle PROSPECT, JACQUEMOUD et BARET, 1990) et du sol (modèle SOILSPEC, JACQUEMOUD *et al.*, 1992) ont été introduites dans le modèle de MYNENI *et al.* (1992) pour obtenir la variation angulaire de la BRDF. Ces données ont ensuite été utilisées pour calculer la BRDF du couvert au sommet de l'atmosphère en utilisant le modèle 5S (TANRÉ *et al.*, 1990). Les résultats de ces simulations effectuées pour 4 longueurs d'ondes (bandes étroites de 10 nm

Figure 12 : Variation angulaire de la réflectance bidirectionnelle d'une prairie à la latitude de 30° , au moment du solstice d'été, au niveau du sommet du couvert et au niveau d'un satellite. La simulation est effectuée dans le plan vertical perpendiculaire à la direction du Soleil.

PRAIRIE : LAI = 4, sol brun calcaire, (21 Juin, Latitude 30°). Représentation dans le plan perpendiculaire au soleil



de large : bleu : 445 nm ; vert : 560 nm ; rouge : 665 nm ; proche-infrarouge : 855 nm), sont présentés sur les **Figures 12 et 13**. Sur chacune d'elles sont représentées : la BRDF au sommet du couvert (sortie du modèle de Myneni) puis au sommet de l'atmosphère dans trois cas différents : une atmosphère parfaitement pure avec seulement l'absorption gazeuse et la diffusion moléculaire de Rayleigh, une atmosphère avec une faible charge en aérosols (visibilité météorologique horizontale : 23 km) et une atmosphère avec une forte charge en aérosols (visibilité météorologique horizontale : 8 km). Les simulations ont été effectuées dans le plan vertical, perpendiculaire à la direction du Soleil (**Figure 12**) et dans le plan vertical parallèle aux rayons solaires (**Figure 13**).

La **Figure 12** montre que conformément à ce que nous avons vu précédemment, dans le visible, la BRDF du couvert a des valeurs plus élevées au niveau du satellite qu'au niveau du sol. L'accroissement est d'autant plus important que la longueur d'onde est plus courte et que l'atmosphère est plus chargée en aérosols. Par ailleurs, l'augmentation de la longueur du chemin optique en fonction de l'inclinaison de la visée produit également un accroissement important de la BRDF.

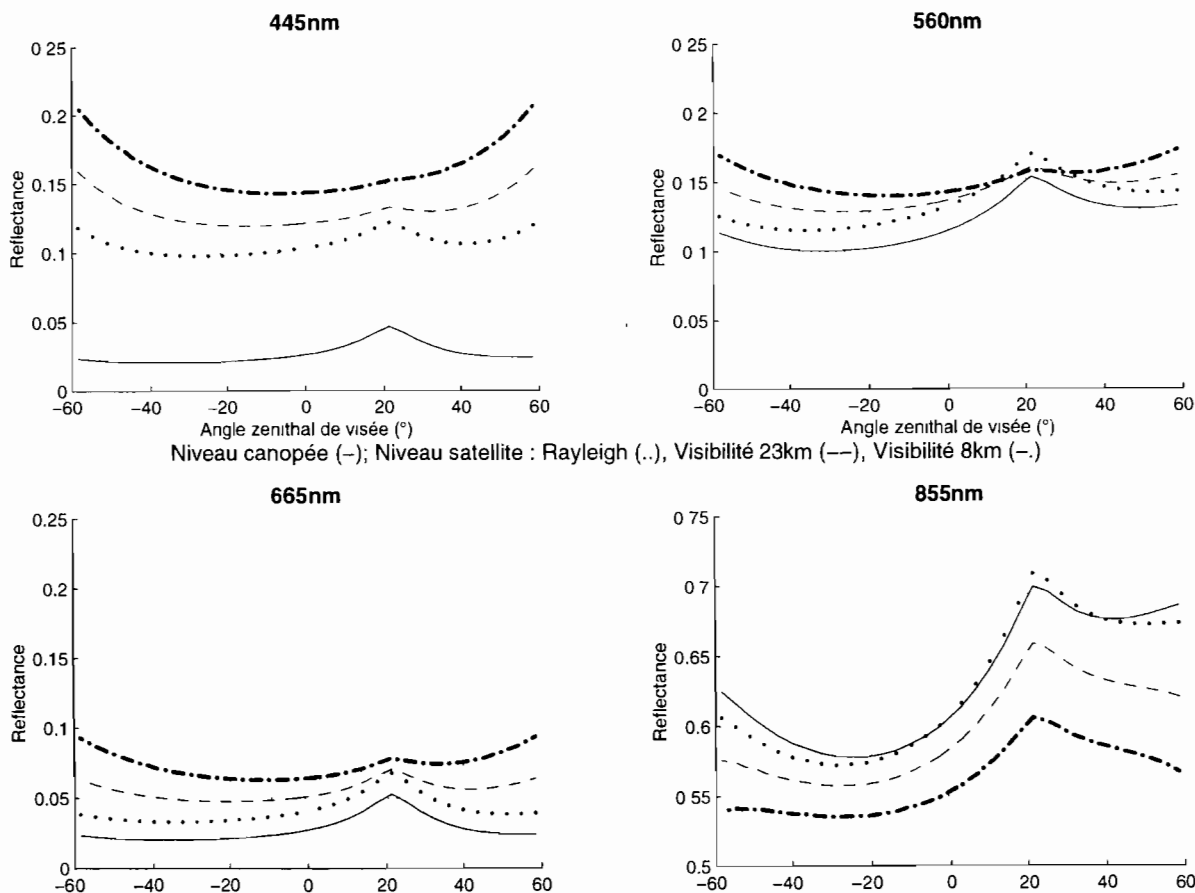
Dans le proche-infrarouge (855 nm), le phénomène inverse est observé. La diffusion du rayonnement par les aérosols est plus faible et l'absorption

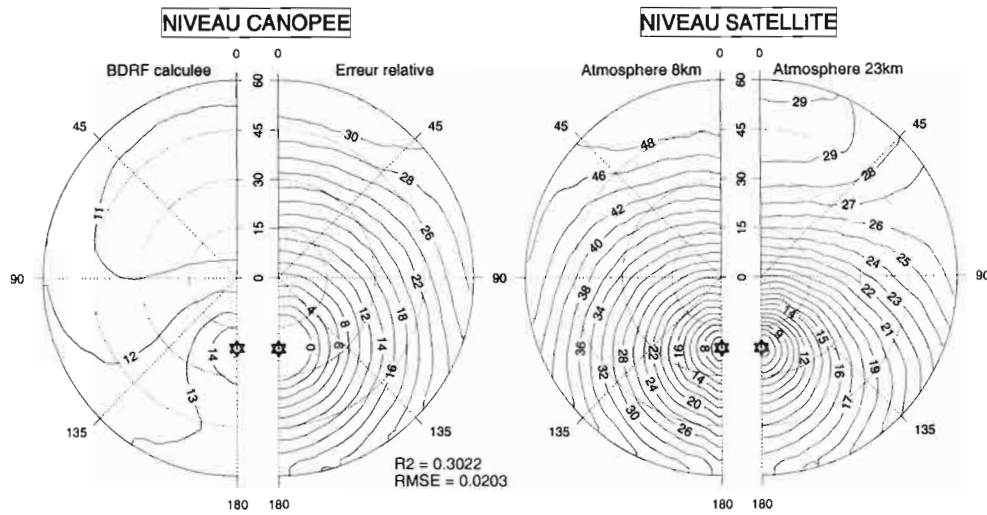
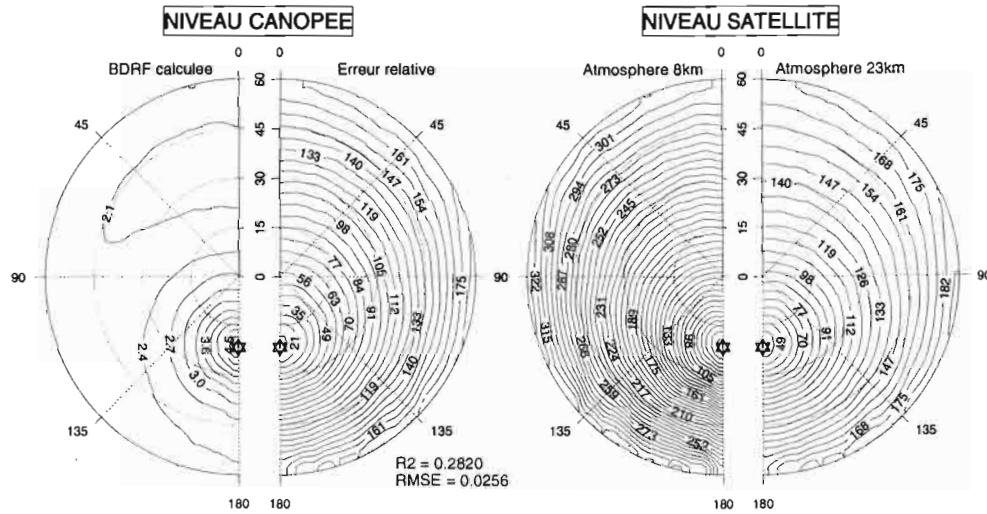
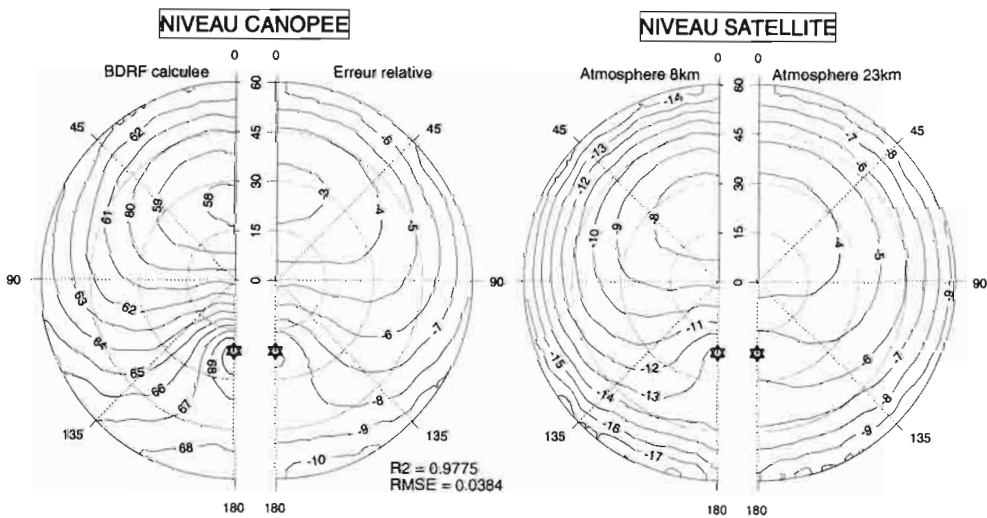
Figures 14 : Représentation en coordonnées polaires de la BRDF d'une prairie à la latitude de 30° au moment du solstice d'été. (a) représente la BRDF au sommet du couvert (%), (b) donne l'erreur relative (%) sur la détermination de la BRDF à partir de données satellitaires lorsque les paramètres atmosphériques sont affectés par un bruit aléatoire égal à 20% de leur valeur ; (c) et (d) représentent la BRDF au sommet de l'atmosphère, exprimée en fonction de la BRDF au niveau du sol, lorsque la visibilité météorologique horizontale est 8 km ou 23 km. La simulation est effectuée pour 3 longueurs d'ondes 560 nm (A), 665 nm (B), 855 nm (C).

atmosphérique l'emporte sur l'effet de la luminance du trajet optique. La BRDF au niveau du satellite est d'autant plus faible que l'atmosphère est plus chargée en aérosols. Dans la bande considérée, l'absorption gazeuse et la diffusion moléculaire jouent un rôle très limité. Il faut noter également que l'échelle des réflectances est tronquée et commence à 0,5 alors que pour les trois figures précédentes elle commençait à zéro.

Dans le plan parallèle aux rayons solaires, la variation angulaire de la BRDF n'est plus symé-

Figure 13 : Variation angulaire de la réflectance bidirectionnelle d'une prairie à la latitude de 30°, au moment du solstice d'été, au niveau du sommet du couvert et au niveau d'un satellite. La simulation est effectuée dans le plan vertical prallèle aux rayons solaires.



A**Facteur de reflectance bidirectionnelle (560nm)****PRAIRIE : LAI = 4, Sol brun calcaire (21 Juin, Latitude 30)****B****Facteur de reflectance bidirectionnelle (665nm)****PRAIRIE : LAI = 4, Sol brun calcaire (21 Juin, Latitude 30)****C****Facteur de reflectance bidirectionnelle (855nm)****PRAIRIE : LAI = 4, Sol brun calcaire (21 Juin, Latitude 30)**

trique (**Figure 13**). Un maximum est observé lorsque les mesures sont effectuées parallèlement aux rayons solaires à cause de l'apparition du phénomène de tache chaude (ou "hot spot"). Ce phénomène qui est très net au niveau du sol est atténué par l'atmosphère et, au niveau du satellite, le lissage de la courbe est d'autant plus important que la longueur d'onde est plus courte et que la charge en aérosols est plus élevée.

Le problème pratique qui se pose est celui de la détermination de la BRDF des surfaces à partir des données satellitaires. Les paramètres atmosphériques peuvent être déterminés assez précisément à partir de mesures radiométriques au sol et de radiosondages effectués au moment du passage du satellite (SANTER *et al.*, 1992). Mais, lorsque les paramètres atmosphériques sont simplement estimés à partir de mesures indirectes, ils peuvent être affectés par une incertitude pouvant atteindre $\pm 20\%$. La BRDF au niveau du sommet d'un couvert qui est ainsi estimée, est affectée par une incertitude qui dépend du poids relatif des effets atmosphériques et donc de la longueur d'onde considérée.

Pour déterminer l'importance des erreurs qui peuvent être commises, nous avons procédé par simulation. A partir de la BRDF au sol nous avons calculé la BRDF au niveau du satellite en appliquant le modèle 5S, pour une atmosphère claire (visibilité météorologique horizontale 23 km) et pour les valeurs moyennes des paramètres atmosphériques correspondant à la latitude et à la période de l'année considérées. Puis, à partir des données obtenues, nous avons estimé la BRDF au sol en introduisant sur chacun des paramètres atmosphériques, un bruit aléatoire dont l'amplitude était égale à 20 % de sa valeur moyenne. Cela nous a ainsi permis de comparer les valeurs de départ de la BRDF au niveau du sol à la valeur estimée à partir de paramètres atmosphériques affectés par un bruit aléatoire équivalent à des incertitudes de mesure.

Les **Figures 14 A, B, C** représentent la BRDF d'une prairie en coordonnées polaires. Comme le plan vertical parallèle aux rayons solaires, est un plan de symétrie, son azimut est pris comme référence et seule une moitié de l'espace est représentée. Les graduations du cercle extérieur correspondent à l'azimut et les cercles concentriques à des valeurs constantes de l'angle zénithal. L'étoile (azimut 180°) indique la position du Soleil. Pour chaque figure, la partie (a) indique les valeurs de la BRDF en pour cent, au niveau du sommet du couvert. La partie (b) indique l'écart relatif (en %) entre les valeurs de départ (au niveau du couvert) et les valeurs estimées. Les parties (c) et (d) les valeurs relatives de la BRDF au niveau du satellite par rapport à celle au sol pour une atmosphère claire (visibilité 23 km) et une atmosphère avec une forte charge en aérosols (visibilité 8 km).

Les **Figures 14 A et 14 B** montrent que dans le visible, les effets de l'atmosphère sont très impor-

tants et l'erreur qui peut être commise sur l'estimation de la BRDF au sol à partir des données satellitaires peut très facilement atteindre ou dépasser 100 % lorsque la réflectance est faible (665 nm). Par contre, dans le proche-infrarouge, les erreurs commises sur l'estimation des paramètres atmosphériques, affectent relativement peu la valeur de la BRDF.

4. EFFETS TOPOGRAPHIQUES

Après la correction des effets atmosphériques, les données de réflectance que l'on obtient, sont celles qui correspondent à une surface fictive horizontale, située au niveau de la surface du sol. Pour connaître la réflectance réelle du terrain, il est nécessaire de tenir compte des effets de la topographie.

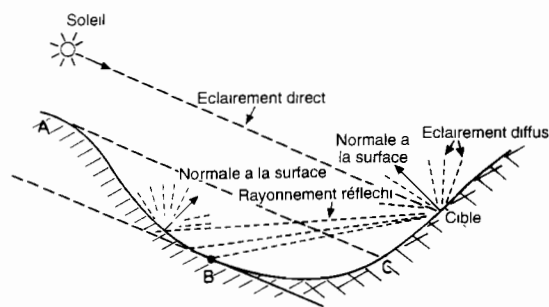
La luminance d'un objet situé dans un environnement topographique complexe, peut être très différente de celle qu'il aurait s'il était placé sur une surface plane et étendue. Pour obtenir une information similaire à celle que l'on aurait pour le même objet sans les effets perturbateurs de la topographie, il faut tenir compte de deux types de facteurs : ceux qui dépendent uniquement de la topographie et qui affectent l'éclairement incident sur la surface considérée (PROY, 1986 ; PROY *et al.*, 1989), et ceux qui dépendent à la fois de la topographie, des propriétés optiques de l'objet ainsi que de la configuration géométrique de la visée (SCHAAF *et al.*, 1994 ; BURGESS *et al.*, 1995).

4.1. Modification de l'éclairement incident

L'éclairement incident est affecté par la topographie et trois effets se combinent généralement (PROY, 1986 ; PROY *et al.*, 1989) :

- l'orientation de la normale à la pente par rapport à la position du Soleil qui affecte l'éclairement global et diffus. Dans une zone montagneuse, un pixel peut se trouver sur le versant ensoleillé (adret) ou sur celui qui est à l'ombre (ubac), où il ne reçoit qu'un éclairement diffus (partie AB de la **Figure 15**) ;

Figure 15 : représentation schématique de l'effet du relief sur l'éclairement d'une cible.



- le relief environnant peut masquer le Soleil pour une partie de la pente (partie BC de la **Figure 15**) et peut réduire l'éclairement diffus du ciel en masquant une partie de l'angle solide sous lequel il est vu. Dans la partie masquée de l'angle solide, la pente reçoit le rayonnement qui est diffusé par les surfaces environnantes. Ce rayonnement diffusé par les surfaces et généralement moins intense que celui qui provient du ciel et a une composition spectrale différente ;
- l'accroissement de l'altitude dans les zones de montagne, réduit la diffusion et l'absorption atmosphériques, car la plus forte charge en aérosols et en molécules se trouve dans la partie la plus dense de l'atmosphère et donc dans les zones les plus basses. Ainsi, dans les vallées qui présentent une forte dénivellation, les aérosols et les molécules introduisent un gradient vertical de luminance.

4.2. Modification de la réflectance bidirectionnelle

La réflectance bidirectionnelle des surfaces naturelles est également affectée par la topographie, comparativement à des surfaces semblables mais planes et horizontales (HUGLI et FREI, 1983) et trois effets se combinent généralement :

- la configuration géométrique de mesure : la position relative du capteur et du Soleil par rapport à la normale à la surface change en fonction de la pente et de son orientation. Comme les surfaces naturelles ne sont pas des diffuseurs lambertiens, leur réflectance bidirectionnelle varie donc avec la configuration de mesure (BURGESS *et al.*, 1995) ;
- en plus de la modification de l'intensité de l'éclairement liée à l'effet de la topographie, sa répartition directionnelle est également affectée, ce qui entraîne un changement de la distribution directionnelle de la réflectance (SCHAAF *et al.*, 1994) ;
- la topographie modifie également les facteurs du microclimat et l'environnement immédiat de l'objet considéré : le rayonnement incident, les températures de l'air et des surfaces, l'humidité de l'air et du sol, le vent, etc. ce qui va se traduire par des modifications de l'état des végétaux et par là, de la réflectance des surfaces. Ainsi, le même type de couvert végétal pourra avoir en fonction de la topographie, des propriétés optiques différentes de celles qu'il aurait s'il était placé sur une surface plane et étendue, même s'il recevait le même éclairement (même intensité, même distribution directionnelle et même répartition spectrale).

Enfin, il faut noter qu'il existe une interaction entre la résolution spatiale et les effets topographiques. Elle peut jouer un rôle important comme l'ont montré BURGESS *et al.* (1995). Ils ont analysé les effets topographiques sur les valeurs de NDVI pour deux types d'images avec des résolutions spa-

tiales différentes : 1,1 km (type AVHRR de NOAA) et 50 m. L'étude a été réalisée à l'aide de simulations en utilisant le modèle ARARAT (Advanced Radiometric RAY Tracer). Les résultats obtenus montrent que dans un terrain accidenté correspondant à la côte est de l'île nord de la Nouvelle Zélande (pente variant entre 0 et 49°, altitude variant entre 40 et 600 m) la valeur de NDVI est augmentée de 13,5% pour une résolution spatiale de 50 m et de 3% seulement lorsque l'on passe à 1,1 km.

Pour corriger les effets topographiques, il est donc nécessaire de disposer d'un modèle numérique de terrain afin de déterminer les pentes, leurs orientations, les effets d'ombres... La principale difficulté réside dans l'évaluation de l'éclairement diffus qui provient du ciel et de l'environnement et sa distribution directionnelle. Différentes méthodes ont été proposées par KAWATA *et al.* (1988), LE MEN (1988), CIVCO (1989), NEWTON *et al.*, (1991), MEYER *et al.* (1993). Mais il faut noter que lorsque ces corrections sont effectuées, les valeurs de réflectance obtenues ne sont pas tout à fait comparables à celles de surfaces planes ayant la même couverture végétale. L'interprétation quantitative des données nécessite l'utilisation de modèles de transfert radiatif qui sont actuellement en cours de développement (SCHAAF *et al.*, 1994 ; BURGESS *et al.*, 1995).

5. CONCLUSION

Cette synthèse montre le rôle important joué par les corrections radiométriques qui permettent de disposer de données quantitatives comparables d'une date à une autre et/ou d'un satellite à un autre et qui peuvent être utilisées pour suivre, par exemple, l'évolution temporelle de l'état des surfaces naturelles (végétation, érosion des sols...).

L'indice de végétation NDVI qui est le plus couramment utilisé a servi à montrer l'importance des effets des corrections radiométriques. Celles-ci doivent obligatoirement être effectuées dans l'ordre inverse de celui dans lequel les facteurs perturbateurs affectent les données qui partent du sol et sont acquises par un satellite. En effet, si cet ordre n'est pas respecté, des effets parasites peuvent être introduits par les corrections radiométriques. C'est le cas, en particulier, de la correction de la FTM.

Cette correction permet de restituer les contrastes existant entre les pixels. Si les images subissent dès le départ une correction géométrique, la mise en coïncidence avec une carte nécessite un rééchantillonnage des données radiométriques et la création de nouveaux pixels par interpolation. Les fréquences spatiales originales des données radiométriques sont donc altérées et la correction de la FTM produit dans ce cas, des valeurs radiométriques erronées.

L'utilisation des données brutes peut conduire à des erreurs absolues sur l'estimation de la valeur de NDVI, supérieures à $\pm 0,2$, ce qui peut conduire, par exemple, à des erreurs relatives sur l'estimation de la biomasse en place, qui peuvent dépasser 100 % si l'on se base sur des relations qui ont été préalablement établies au sol.

Les mécanismes qui affectent le signal satellitaire, sont maintenant bien connus et des méthodes opérationnelles permettent de corriger les données acquises, à condition toutefois que les paramètres caractéristiques de l'état de l'atmosphère, soient connus. C'est actuellement le problème majeur qui limite la généralisation des corrections. Les mesures directes des caractéristiques de l'atmosphère au moment du passage d'un satellite sont encore peu nombreuses, bien que des réseaux d'héliophotomètres commencent à être mis en place (Exemple : réseau PHOTON en Afrique de l'ouest).

Les résultats de simulations présentés dans cette étude montrent que l'estimation grossière de l'état de l'atmosphère est une source importante d'erreurs. Ainsi, des progrès importants seront accomplis lorsque l'on aura la possibilité de connaître l'état de l'atmosphère au moment de l'acquisition des images, soit à partir de mesures effectuées au sol, soit à partir des données acquises par le satellite lui-même ou par un autre satellite. Ainsi, plusieurs possibilités sont envisageables dans l'avenir :

- en 1996, l'instrument POLDER (Polarization and Directionality of Earth Reflectance) a été lancé avec la plate-forme japonaise ADEOS. Il va cartographier les aérosols atmosphériques (nature et concentration) et la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère. Il permettra ainsi d'alimenter une base de données qui pourra être utilisée pour corriger les effets atmosphériques sur les données des satellites d'observation de la Terre ;

- les instruments spectro-imageurs en préparation (MERIS, MODIS), offriront la possibilité de déterminer directement la teneur de l'atmosphère en aérosols et en vapeur d'eau à partir de mesures différentielles effectuées dans des bandes spectrales étroites, comme cela a été montré par GREEN (1994) à partir des données acquises par l'instrument AVIRIS.

RÉFÉRENCES

BARET F., G. GUYOT, A. BÉGUÉ, P. MAUREL and A. PODAIRE, 1988, Complementarity of middle-infrared with visible and near-infrared reflectance for monitoring wheat canopies, *Remote Sens. Environ.*, 26, 213-225.

BARET F. et G. GUYOT, 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment, *Remote Sens. Environ.*, 35, 161-173.

BAUDIN G. et R. BESSUDO, 1990, Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), In

Proc. Space and Sea Colloquium, Paris, France, 24-26 Sept., ESA SP 312, 303-308.

BÉGNI G. et M. DINGUIRARD, 1985, Définition détaillée des profils des bandes spectrales de SPOT, *Rapport CNES*, S-NT-OB1-105-CN, Centre d'Études Spatiales de Toulouse, France, 31 Juil.

BURGESS D. W., P. LEWIS and J. P. MULLER, 1995, Topographic effects in AVHRR NDVI Data. *Remote Sens. Environ.* 54, 223:232.

CIVCO D.L., 1989, Topographic normalization of Landsat Thematic Mapper digital imagery. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 55(8), 1093-1101.

GIRARD C.M., 1984, Aide apportée par la télédétection à la cartographie des prairies permanentes, *Agronomie* 4, 231-243.

GIRARD C.M. et BLASCO, 1996, Végétation herbacée et terrestre, In *Précis de télédétection, Vol. 2, Applications Thématiques*, F. Bonn Ed., Presses Universitaires du Québec / AUPELF, 199-224

GREEN R.O., 1994, Radiative transfer code based estimation of atmospheric parameters for inversion of imaging spectrometer measured radiance to apparent surface reflectance. In *Proc. 6th Intern. Symp. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot Ed., Val d'Isère, France, 17-21 Jan., CNES, Toulouse, France, 193-200.

GRUNBLATT J., 1987, An MTF analysis of Landsat classification error at field boundaries, *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 53(6), 639-643.

GU X.F., 1991, Étalonnage et intercomparaison des données satellitaires en utilisant le site de la Crau (appliqué aux images SPOT1-HRV, Landsat5-TM, NOAA11-AVHRR), *Thèse de Doctorat, Méthodes Physiques en Télédétection*, Université Paris VII, 260 p.

GU X.F., G. GUYOT, P. CLASTRE et J.P. GUINOT, 1994, Estimation de la fonction de transfert de modulation de NOAA11-AVHRR, In *Proc. 6th Intl. Symp. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, G. Guyot Ed., Val d'Isère, France 17-21 Jan, 1994, CNES Toulouse (France), 65-73.

GU X.F., G. GUYOT et M. VERBRUGGHE, 1990, Analyse de la variabilité spatiale d'un site test — Exemple de la Crau (France), *Photo-Interprétation*, 90-1 (Fasc. 5), 39-52.

GU X.F., G. GUYOT and M. VERBRUGGHE, 1992, Evaluation of measurement errors in ground surface reflectance for satellite calibration, *Int. J. Remote Sens.*, 13, 2531-2546.

GUYOT G., 1989, *Les signatures spectrales des surfaces naturelles.*, Paradigme, Caen, 178pp

GUYOT G., 1995, La réflectance des couverts végétaux, *Photo-Interprétation*, 95-3, 157-180.

GUYOT G. et X.F. GU et P. CLASTRE, 1992, Correction de la FTM sur les images SPOT, *Photo-Interprétation*, 1990-6, 17-28.

GUYOT G. et X.F. GU, 1994, Effect of radiometric corrections on NDVI determined from SPOT-HRV

and Landsat-TM data, *Remote Sens. Environ.*, 49, 169-180.

GUYOT G., D. GUYON et J. RIOM, 1989, Factors affecting the spectral response of forest canopies - A review, *Geocarto International*, 3, 3-18.

HOLBEN B., KIMES D.S. et FRASER R.S., 1986. Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for three cover types and varying atmospheric conditions, *Remote Sens. Environ.*, 19 (3), 213-236.

HUETE A.R. et R.D. JACKSON, 1988, Soil and atmosphere influences on the spectra of partial canopies, *Remote Sens. Environ.*, 25, 89-105.

HUGLI H. and W. FREI, 1983, Understanding anisotropic reflectance in mountainous terrain. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 49, 671-683.

JACQUEMOUD S. et F. BARET, 1990, PROSPECT : A model of leaf optical properties spectra, *Remote Sens. Environ.*, 34, 75-91.

JACQUEMOUD S, F. BARET et J.F. HANOCQ, 1992, Modeling spectral and directional soil reflectance, *Remote Sens. Environ.*, 41, 123-132.

KAWATA Y., S. UNEO and T. KUSAKA, 1988, Radiometric corrections for atmospheric and topographic effects on Landsat MSS images. *Int. J. Remote Sens.*, 9(4), 729-748.

MARION A., 1991; *An introduction to image processing*, Chapman and Hall, 314 p.

MARKHAM B. L., 1984; Characterization of the Landsat sensors' spatial response, *NASA Technical Memorandum* 86130

MARTINUZZI J. M., 1991; Approximation analytique de la courbe de FTM PA SPOT en vue de la création d'un filtre de déconvolution 7x7. *Note interne CNES S2-NT-OB1-1398 CN*.

LE MEN H., 1988, Correction d'éclaircissement et calibration absolue des images SPOT ; effets de stéréoradiométrie, In C.R. Journées Télédétection, Images Satellites et Milieux Terrestres en Régions Arides et Tropicales, 14-17 Nov. 1988, Bondy, France, 51-55.

MEYER P., K.I. ITTEN, T. KELLENBERGER, St. and R. SANDMEIER-LEU, 1993, Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 48(4), 17-28.

MYNENI R.B., G. ASRAR and F.G. HALL, 1992, A Three-dimensional radiative transfer method for

optical remote sensing of vegetated land surfaces, *Remote Sens. Environ.*, 41, 105-121.

NEWTON A., J. P. MULLER and J. PEARSON, 1991, SPOT DEM shading for Landsat-TM topographic correction. *Proceedings of IGARSS'91*, 3-6 June Espoo, Finland, 2, 655-659

PROY C., 1986, Intégration du relief au traitement d'images de télédétection, *Thèse Docteur - Ingénieur de l'Institut National Polytechnique de Toulouse*, 173 p.

PROY C., D. TANRÉ and P. Y. DESCHAMPS, 1989, Evaluation of topographic effects in remotely sensed data. *Remote Sens. Environ.* 30, 21:32.

RONDEAUX G., 1955, Vegetation monitoring by remote sensing : a review of biophysical indices, *Photo-Interprétation*, 95-3, 197-216.

ROUJEAN J.L., LEROY M., DESCHAMPS P.Y., PODAIRE A., 1992; Evidence of surface reflectance bidirectional effects from NOAA-AVHRR multi-temporal data set. *Int. J. Remote Sens.*, 3, 685-698.

SANTER R., X.F. GU, G. GUYOT *et al.*, 1992, SPOT calibration on the test-site "La Crau" (France), *Remote Sens. Environ.*, 41, 227-237.

SHEFFIELD C., 1985, Selecting band combination from multispectral data, *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 6, 1335-1372.

SCHAAF C. B., X. LI and A. H. STRAHLER, 1994, Topographic effects on bidirectional and hemispherical reflectances calculated with a geometric-optical canopy model, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 32(6), 1186:1193.

SCHOWENGERDT R.A., ARCHWAMETY C., WRIGLEY R.C., 1985; Landsat Thematic-Mapper derived MTF. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 51, 1395-1406.

SLATER P.N., BIGGAR S.F., HOLM R.D., JACKSON R.D., MAO Y., MORAN M.S., PALMER J.M., YUAN B., 1987; Reflectance and radiance-based methods for the in-flight absolute calibration of multispectral sensors. *Remote Sens. Environ.*, 22, 11-37.

TANRÉ D., DEROO C., DUHAUT P. *et al.*, 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code, *Int. J. Remote Sens.*, 11, 659-668.

TANRÉ D., HERMAN M., DESCHAMPS P.Y., 1981; Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance. *Applied Optics*, 20, 3676-3684.

FROM SATELLITE SIGNAL TO GROUND LEVEL REFLECTANCE : DIRECT AND INVERSE PROBLEMS

Gérard GUYOT, Xing-Fa GU, Marie WEISS and Frédéric BARET

Radiometric data acquired by a satellite cannot be directly related to the radiance or reflectance of a target because they are affected by a number of disturbing factors such as the specific characteristics of the satellite sensor, its absolute calibration, the irradiance conditions, the look direction, the state of the atmosphere and the topography. Determining the characteristics of a target from satellite data depends on our knowledge of the effects of these factors and on the techniques developed to reduce their impact.

Although the empirical approach (Fig. 1) permits rapid classification or land-use mapping, the processes developed are only valid for the conditions in which data acquisition took place, and artifacts can be introduced by disturbing factors. The analytical approach however is more complex because it is based on the determination of the optical properties of the targets at ground level. To do this it is necessary to introduce radiometric corrections to transform the raw data delivered by the sensor into significant physical parameters.

To transform the raw data into radiometrically corrected data, it is necessary to follow the reverse process to that leading to the image formation. In a first step (Fig. 2) it is necessary to eliminate the disturbances due to defects of the instrument, such as striping effects or modulation transfer function (MTF) effects in order to restore the contrasts existing among the objects viewed by the sensor optical system (Fig. 3 and 4). The MTF correction not only restores the radiance of the objects viewed by the satellite but also eliminates the blurring effects and enhances the boundaries between different objects or surfaces (Plate 1, page 142). In agricultural or forestry applications, the MTF correction improves the accuracy of analyses and classifications in areas with small plots.

In a second step, the digital counts must be expressed as physical parameters by introducing the calibration coefficients (Table 2) and taking into account the acquisition conditions. The data are then expressed as apparent reflectance (or apparent radiance) at satellite level. The importance of the effects of these corrections is revealed, as an example, by the normalized difference vegetation

index NDVI. The differences between NDVIDC calculated from raw data and NDVIr* calculated from apparent reflectance are relatively large for Landsat TM or SPOT HRV (Fig. 5). In addition, the introduction of the calibration coefficients appreciably increases the NDVI value (Plate 2, page 143).

The data from HRV and TM sensors are often compared or combined, but their information content is not exactly the same because their spectral sensitivities and spectral bands are different (Table 2, Fig. 6). The conversion coefficients between HRV and TM data have been determined (Table 4) from measurements made on a set of 10 variegated targets (Table 3, Plate 3, page 144). Moreover, Fig. 7 shows that the combined use of HRV and TM data provides a better discrimination of bare ground or ground with a sparse vegetation cover.

The third step in the radiometric corrections is the suppression of the disturbances introduced by the atmosphere in order to obtain the target radiance or reflectance at ground level (Fig. 8). The value of NDVIDC is always smaller than NDVIr. Differences of more than 0.2 can be observed (Fig. 9 and 10) and can lead to errors reaching 100% in the assessment of the standing aerial biomass of dense canopies (Fig. 11). Moreover, the atmospheric effects emphasize any differences existing between nadir and off-nadir viewing (Fig. 12 and 13).

When the atmospheric parameters are simply estimated from indirect measurements, they can be subject to errors reaching $\pm 20\%$. In such conditions Fig. 14 (A, B, C) shows that errors greater than 100% can be introduced in the estimation of the BRDF of a plant canopy in the visible spectrum, whereas they are much smaller in the near infrared spectrum.

The data obtained after correcting the atmospheric effects relate to an imaginary flat and horizontal surface, assuming uniform and constant irradiance. To obtain the true optical characteristics of the surface it is necessary, in a fourth step, to correct the effects induced by the variations of irradiance due to the topography (Fig. 15) and by the modifications of bidirectional reflectance of inclined surfaces. Making these corrections requires the use of

digital terrain models associated with radiative transfer models.

This review thus shows the important role played by radiometric corrections that make it possible to have quantitative data that are comparable from one date to another and/or from one satellite to another.

KEY WORDS: satellite, image, radiometric corrections, instrumental effects, atmospheric effects, topographic effects.

REFERENCES

See The French Text.

LIST OF FIGURES AND TABLES

Figure 1 : Empirical and analytical approaches.

Figure 2 : The successive steps necessary for transforming the raw data into radiometrically corrected data at the ground level.

Figure 3 : Variation of the MTF of Landsat-4 TM as a function of the spatial frequency. (adapted from SCHOWENGERDT et al., 1985)

Figure 4 : Schematic illustration of the MTF effect on a complex signal resulting from the superimposition of 3 sinusoidal signals A, B, and C having the same amplitude. The MTF for the spatial frequencies corresponding to each of the elementary signals, is respectively 0.4, 0.5 and 0.3. The resulting signal is presented in D. (— signal non-affected by MTF ; - - - - - signal affected by MTF).

Figure 5 : Variation of the difference between NDVI calculated from the apparent reflectance at the satellite level ($NDVI_{\rho^*}$) and from raw digital counts ($NDVI_{DC}$). (adapted from GUYOT and GU, 1994)

Figure 6 : Homologous spectral bands of SPOT-1 HRV-1 and Landsat-5 TM superimposed on reflectance spectra of a bare soil and a dense vegetation canopy.

Figure 7 : Variation of the reflectance of different targets as a function of the central wavelength of the spectral bands of SPOT-1 HRV-1 and Landsat-5 TM. [(4) bare soil ; (6) fallow ; (7) fallow + weeds ; (8) dry meadow ; (9) irrigated meadow ; (10) dense irrigated meadow]. (adapted from GUYOT and GU, 1994)

Figure 8 : Schematic diagram illustrating the disturbing effects of atmospheric diffusion on the signal measured by a satellite. (after GUYOT, 1989)

Figure 9 : Relationship between $NDVI_{DC}$ calculated from raw digital counts and $NDVI_{\rho}$ calculated from ground level reflectance, for different red reflectances at the ground level (1, 5, 10, 20, 50%) for SPOT-1 HRV-1. Simulation based on the 5S code using the atmospheric data measured on September 30, 1989 in the South East of France (horizontal meteorological visibility : 20 km).

Figure 10 : Same as figure 9 but for Landsat-5 TM.

Figure 11 : Relationship between NDVI and the leaf area index of a sugar beet crop, based on measurements performed in August 1989 in the Brooms Barn Experimental farm (United Kingdom).

Figure 12 : Angular variation of the bidirectional reflectance of a meadow at a latitude of 30° North and at the summer solstice, at the top of the canopy and at the satellite level. The simulation is performed in the vertical plane perpendicular to the Sun direction.

Figure 13 : Same as Figure 15 but for a simulation in the vertical plane parallel to the Sun direction.

Figure 14 : Representation in polar coordinates of the BRDF of a meadow at the latitude of 30° North and at the summer solstice. (a) corresponds to the BRDF at the top of the canopy (%), (b) gives the relative error (%) on BRDF determined from satellite data when the atmospheric parameters are affected by a random noise equal to 20% of their values ; (c) and (d) represent the BRDF at the top of the atmosphere expressed as a function of the BRDF at the ground level when the meteorological horizontal visibility is 8 or 23 km. The simulation is performed for 3 wavelengths 560 nm (A), 665 nm (B), 855 nm (C).

Figure 15 : Schematic representation of the topographic effects on target irradiance.

Table 1 : MTF of HRV-1 and HRV-2 of SPOT 1 and 2 measured before launch at the Nyquist frequency.

Table 2 : Equivalent solar irradiance, calibration coefficient and central wavelength of homologous channels of SPOT-1 HRV-1 and Landsat-5 TM. The calibration coefficients were determined on September 30, 1989 over La Crau in the South-East France. (after GU, 1991)

Table 3 : Characteristics of the selected targets (adapted from GUYOT and GU, 1994)

Table 4 : Mean proportionality coefficients among the measurements performed in homologous spectral bands of Landsat-TM and SPOT-HRV. (after Guyot and Gu, 1994)

DE LA SEÑAL SATELITAL A LA REFLECTANCIA A NIVEL DEL SUELO : PROBLEMAS DIRECTO E INVERSO

Gérard GUYOT, Xing-Fa GU, Marie WEISS y Frédéric BARET

Los datos radiométricos adquiridos por un sate lite no pueden ser directamente relacionados con la luminancia o la reflectancia del blanco observado, ya que se ven afectados por un cierto número de factores perturbadores, tales como las características propias del sensor embarcado en el sate lite, su calibración absoluta, las condiciones de iluminación, la dirección de observación, el estado de la atmósfera y la topografía. La determinación de las características de un blanco a partir de los datos satelitales depende, por lo tanto, del conocimiento que se tenga de los efectos de estos factores perturbadores, así como de las técnicas puestas en práctica para reducirlos o eliminarlos.

Aunque un planteamiento empírico (**Figura 1**) permite efectuar rápidamente la clasificación o la cartografía de la ocupación del suelo, los procedimientos desarrollados no pueden ser utilizados más que en las condiciones en las que una imagen ha sido adquirida, y los efectos perturbadores pueden dar lugar a confusiones. Por el contrario, el planteamiento analítico es más complejo, ya que se apoya en la determinación de las propiedades ópticas del blanco a nivel del suelo. Por esta razón, es necesario introducir correcciones radiométricas para transformar los datos brutos proporcionados por el sensor en parámetros físicos significativos.

Para pasar de los datos brutos a datos radiométricamente corregidos, es necesario seguir un proceso inverso al que ha llevado a la formación de las imágenes. En una primera etapa (**Figura 2**), hay que eliminar las perturbaciones debidas a los defectos del instrumento : supresión de los efectos de estrías y corrección de los efectos de la función de transferencia de modulación (FTM) a fin de restablecer los contrastes existentes entre los diferentes objetos vistos por el sistema óptico del sensor (**Figuras 3 y 4, Tabla 1**). La corrección de la FTM permite no sólo restituir la luminancia de los objetos vistos por el sate lite, sino también la supresión del efecto borroso y hace resaltar los límites entre los diferentes objetos o superficies (**Figura 5**). En el dominio agrícola o forestal, la corrección de la FTM permite de esta forma mejorar la precisión de los análisis y de las clasificaciones en las zonas con parcelas pequeñas.

En una segunda etapa, hay que expresar los valores digitales en forma de magnitudes físicas, introduciendo los coeficientes de calibración (**Tabla 2**) y teniendo en cuenta las condiciones de adquisición. Los datos son entonces expresados

como reflectancia aparente (o luminancia aparente) a nivel del sate lite. La importancia de los efectos de estas correcciones es dada, por ejemplo, por de la diferencia normalizada NDVI. La diferencia entre el valor del $NDVI_{DC}$ determinado a partir de los datos digitales brutos y el $NDVI_{\rho}^*$, determinado a partir de la reflectancia aparente, es relativamente importante en el caso de la FTM de Landsat o HRV de SPOT (**Lámina 1**, pagina 142). Además, la introducción de los coeficientes de calibración se traduce por un sensible aumento del valor del NDVI (**Lámina 2**, pagina 143).

Los datos de los instrumentos HRV y TM son a menudo comparados y combinados, pero no contienen exactamente la misma información, ya que los dos instrumentos tienen sensibilidades y bandas espectrales diferentes (**Tabla 2 y Figura 6**). Los coeficientes de conversión entre datos HRV y TM han podido ser determinados (**Tabla 4**) a partir de medidas efectuadas sobre blancos muy diferentes (**Tabla 3 y Lámina 3**, pagina 144). Por otra parte, la **figura 7** muestra que la utilización conjunta de los datos HRV y TM puede permitir una mejor discriminación de los suelos desnudos y de suelos con escasa vegetación.

La tercera etapa de las correcciones radiométricas está destinada a eliminar las perturbaciones introducidas por la atmósfera, a fin de obtener la luminancia o la reflectancia del blanco a nivel del suelo (**Figura 8**). El valor del $NDVI_{DC}$ es sistemáticamente inferior al del $NDVI_{\rho}$, con diferencias que pueden ser superiores a 0.2 (**Figuras 9 y 10**), lo que puede dar lugar a errores en la estimación de la biomasa aérea que pueden ser superiores al 100% en el caso de doseles densos (**Figura 11**). Además, los efectos atmosféricos acentúan las diferencias existentes entre blancos verticales y oblicuos (**Figuras 12 y 13**).

Cuando los parámetros atmosféricos son estimados simplemente a partir de medidas indirectas, pueden ser afectados por una incertidumbre que puede alcanzar el +/-20%. En estas condiciones, las **figuras 14 (A, B, C)** muestran que en el visible se pueden cometer errores en la estimación de la BRDF de un dosel vegetal que pueden alcanzar o superar el 100%, mientras que son mucho más débiles en el infrarrojo cercano.

Una vez realizada la corrección de los efectos atmosféricos, los datos obtenidos son relativos a una superficie ficticia, plana y horizontal, supo-

niendo igualmente una iluminación uniforme y constante. Para pasar a las características propias reales de la superficie, es entonces necesario, en una cuarta etapa, corregir los efectos producidos por las variaciones de la iluminación debidas a la topografía (**Figura 15**) y por las modificaciones de la reflectancia bidireccional de las superficies inclinadas. Para realizar estas correcciones se utilizan modelos digitales de terreno, asociados a modelos de transferencia radiativa.

La síntesis presentada muestra así la importancia de las correcciones radiométricas, que permiten disponer de datos cuantitativos comparables de una fecha a otra y/o de un satélite a otro.

PALABRAS CLAVE : *satélite, imagen, correcciones radiométricas, efectos instrumentales, efectos atmosféricos, efectos topográficos.*

REFERENCIAS

Véase el texto francés

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1: *Planteamiento empírico y planteamiento analítico.*

Figura 2: *Etapas sucesivas de los tratamientos necesarios para pasar de los datos digitales brutos a los datos radiométricos corregidos a nivel del suelo.*

Figura 3: *Variación de la FTM de TM de Landsat-4 en función de la frecuencia espacial (adaptado de SCHOWENGERDT et al., 1985).*

Figura 4 : *Ilustración esquemática del efecto de la FTM sobre una señal compleja, resultado de la superposición de tres señales sinusoidales : A, B y C, con la misma amplitud. Los valores que toma la FTM para las frecuencias espaciales correspondientes a cada una de las señales elementales son, respectivamente, 0.7, 0.5 y 0.3. La señal resultante es representada en D. (____ señal no alterada; - - - - - señal afectada por la FTM).*

Figura 5: *Variación de la diferencia entre el NDVI calculado a partir de la reflectancia aparente a nivel del satélite ($NDVI_P^*$) y a partir de los datos digitales brutos ($NDVI_{DC}$) (adaptado de GUYOT y GU, 1994).*

Figura 6: *Bandas espectrales homólogas de HRV-1 de SPOT-1 y de TM de Landsat-5 superpuestas a los espectros de reflectancia de un suelo desnudo y de un dosel vegetal denso.*

Figura 7: *Variación de la reflectancia de diferentes blancos en función de la longitud de onda central de las bandas HRV1 de SPOT-1 y de TM de Landsat-5. [(4) suelo desnudo ; (6) esquilmo de cosecha ; (7) esquilmo de cosecha y rebrotes ; (8) pradera seca ; (9) pradera de regadío ; (10) pradera densa de regadío] (adaptado de GUYOT y GU, 1994).*

Figura 8: *Representación esquemática de los efectos perturbadores de la difusión atmosférica sobre la señal medida a nivel de un satélite (según GUYOT, 1989).*

Figura 9: *Relación entre el $NDVI_{DC}$ calculado a partir de los datos digitales brutos y el $NDVI_P$ cal-*

culado a partir de las reflectancias a nivel del suelo para diferentes valores de la reflectancia en el suelo en el rojo (1, 5, 10, 20, 50%) para HRV1 de SPOT-1. Simulación utilizando el modelo 5S en el cual han sido introducidos los parámetros atmosféricos medidos el 30 de septiembre de 1989 sobre el sudeste de Francia (visibilidad meteorológica horizontal de 20 km).

Figura 10: *Relación entre el $NDVI_{DC}$ calculado a partir de los datos digitales brutos y el $NDVI_P$ calculado a partir de las reflectancias a nivel del suelo para diferentes valores de la reflectancia en el suelo en el rojo (1, 5, 10, 20, 50%) para Landsat-5 TM. Simulación utilizando el modelo 5S en el cual han sido introducidos los parámetros atmosféricos medidos el 30 de septiembre de 1989 sobre el sudeste de Francia (visibilidad meteorológica horizontal de 20 km).*

Figura 11: *Relación entre el NDVI y el índice foliar para un cultivo de remolacha a partir de medidas efectuadas en 1989 en la granja experimental de Brooms Barn (Reino Unido).*

Figura 12: *Variación angular de la reflectancia bidireccional de una pradera a 30° de latitud, en el solsticio de verano, al nivel superior de un dosel y a nivel de un satélite. La simulación ha sido efectuada en el plano vertical perpendicular a la dirección del Sol.*

Figura 13: *Idem figura 14, para una simulación efectuada en el plano vertical paralelo a los rayos solares.*

Figura 14: *Representación en coordenadas polares de la BRDF de una pradera a 30° de latitud en el solsticio de verano. (a) BRDF al nivel superior de un dosel (%), (b) error relativo (%) de la BRDF a partir de datos satelitales cuando los parámetros atmosféricos han sido afectados por un ruido aleatorio igual al 20% de su valor ; (c) y (d) BRDF al nivel superior de la atmósfera, expresada en función de la BRDF a nivel del suelo, cuando la visibilidad meteorológica horizontal es de 8 km o de 23 km, respectivamente. La simulación ha sido efectuada para tres longitudes de onda : (A) 560 nm, (B) 665 nm y (C) 855 nm.*

Figura 15: *Representación esquemática del efecto del relieve sobre la iluminación de un blanco.*

Tabla 1: *FTM de los instrumentos HRV1 y HRV2 de SPOT 1 y 2 medidas antes del lanzamiento a la frecuencia de Nyquist*

Tabla 2: *Iluminaciones solares equivalentes, coeficientes de calibración y longitud de onda central de los canales homólogos de los instrumentos HRV-1 de SPOT-1 y TM de Landsat-5. Los coeficientes de calibración han sido determinados para los dos instrumentos el 30 de septiembre de 1989, sobre la región de la Crau en el sudeste de Francia (según GU, 1991)*

Tabla 3: *Características de los blancos seleccionados (adaptado de GUYOT y GU, 1994)*

Tabla 4: *Coefficientes medios de proporcionalidad entre las medidas efectuadas en las bandas homólogas de Landsat TM y de SPOT-HRV (según GUYOT y GU, 1994)*

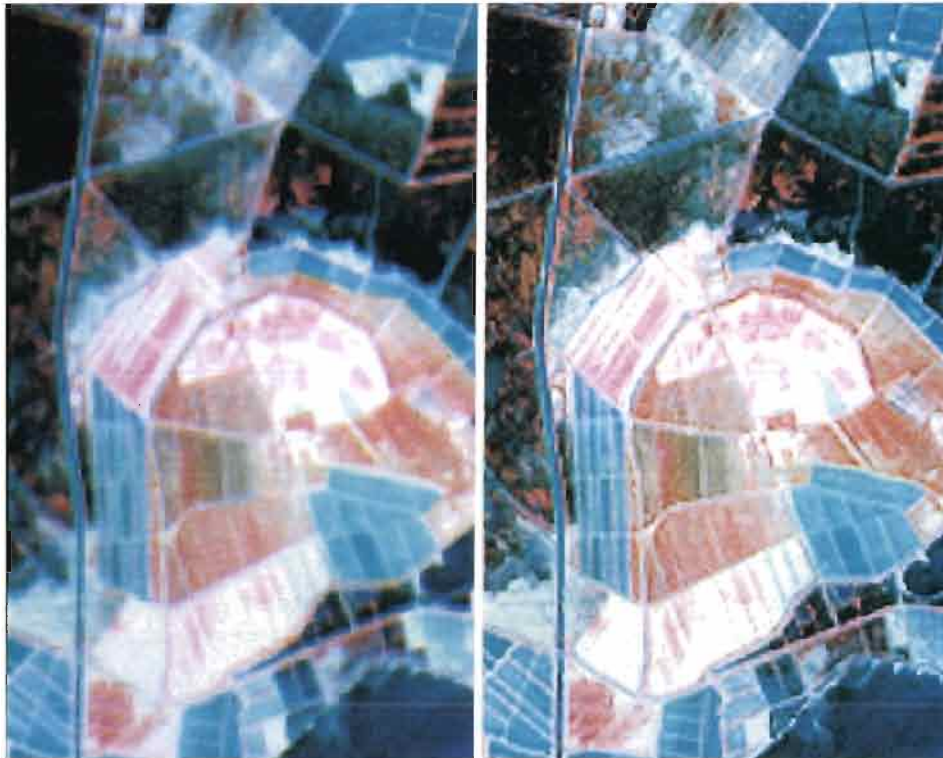


Planche 1 : Illustration de l'effet de la correction de la FTM sur une image de l'instrument HRV de SPOT. La partie gauche correspond à un extrait de la scène SPOT acquise le 30 Septembre 1989 au dessus de la basse vallée du Rhône dans le sud-est de la France. La partie droite correspond à la même image après correction de la FTM.

Planche 1 : Illustration of the effect of MTF correction on an image delivered by SPOT-HRV. The left part is extracted from a SPOT scene acquired on September 30, 1989, over the lower Rhone valley, in the South-East of France. The right part corresponds to the same image after MTF correction.

Lamina 1: Ilustración del efecto de la corrección de la FTM sobre una imagen del instrumento HRV de SPOT. A la izquierda, extracto de una escena SPOT adquirida el 30 de septiembre, sobre el bajo valle del Ródano, en el sudeste de Francia. A la derecha, la misma imagen tras la corrección de la FTM.

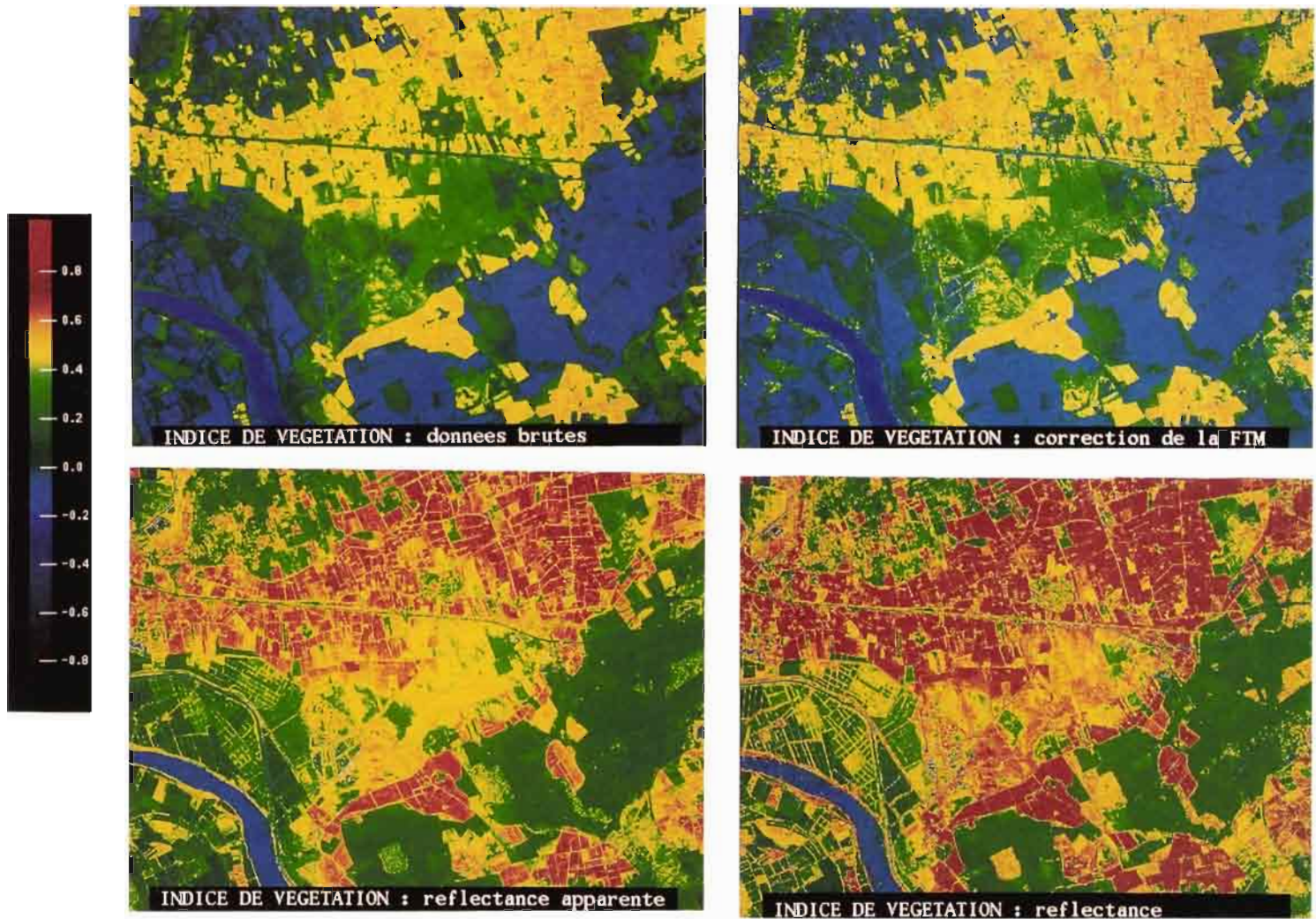


Planche 2 : Illustration des effets des corrections radiométriques sur la valeur de NDVI. De gauche à droite la valeur de NDVI est représentée avec la même échelle et calculée à partir des données brutes (A), à partir des données brutes corrigées de la FTM (B) à partir des réflectances apparentes (C) et à partir des réflectances au sol (D). Extrait de la scène SPOT acquise le 30 Septembre 1989 et représentant la partie nord de la Crau dans le sud-est de la France avec des prairies irriguées et des surfaces sèches (végétation naturelle, chaumes, sols nus).

Planche 2: Illustration of the effects of the radiometric corrections on NDVI. From left to right, the value of NDVI is represented with the same colored scale. NDVI is calculated successively from row data (A), row data after MTF correction (B), apparent reflectance (C), and ground level reflectance (D). Image extracted from the SPOT Scene acquired on September 30, 1989 and representing the northern part of La Crau in the South-East France, with irrigated meadows and dry surfaces (natural vegetation, fallow and bare soil).

Lamina 2: Ilustración de los efectos de las correcciones radiométricas sobre el valor del NDVI. De izquierda a derecha el valor del NDVI es representado con la misma escala y calculado a partir de los datos brutos (A), a partir de los datos brutos con la FTM corregida (B), a partir de las reflectancias aparentes (C) y a partir de las reflectancias en el suelo (D). Fragmento de la escena SPOT adquirida el 30 de septiembre de 1989 en el que aparece la parte norte de la región de la Crau, en el sudeste de Francia, con praderas de regadío y superficies secas (vegetación natural, esquilmos de cosecha, suelos desnudos).

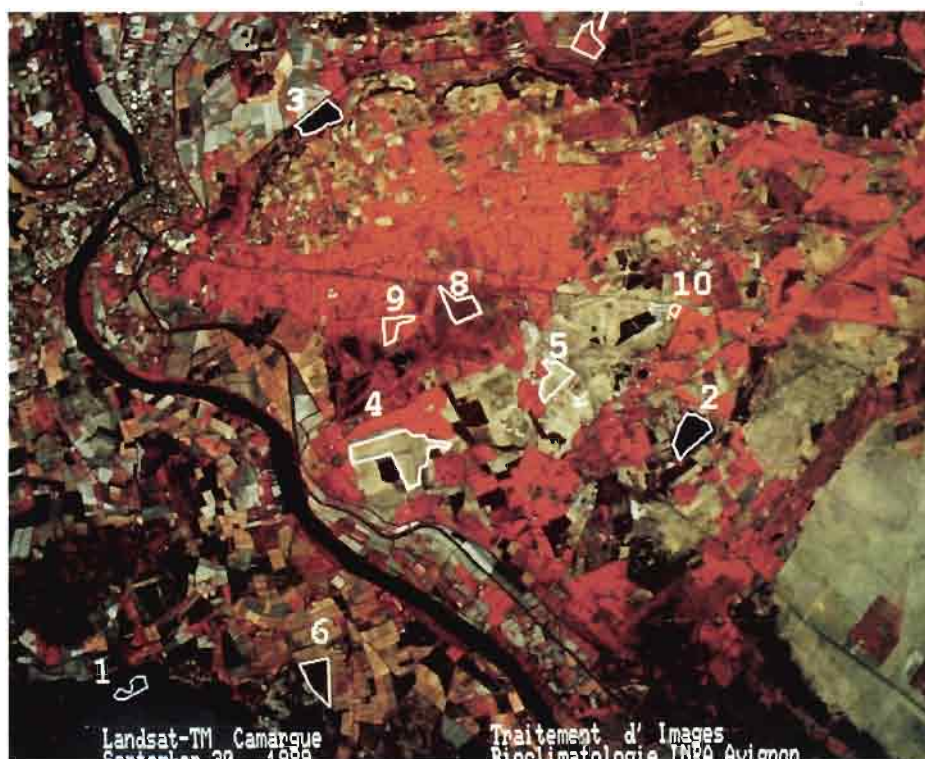


Planche 3 : Les 10 cibles sélectionnées en Crau et en Camargue, dans le sud-est de la France, pour mettre en évidence les effets spectraux de SPOT et de TM de Landsat. Composition colorée réalisée à partir des canaux TM-2 (bleu), TM-3 (vert) et TM-4 (rouge) de Landsat-5 de la scène acquise le 30 Septembre 1989.

Planche 3: The 10 targets selected in La Crau and La Camargue, in the South-East France to put in evidence the spectral effects of SPOT and Landsat TM. False color composition obtained by combining Landsat-5 bands : TM-2 (blue), TM-3 (green), TM-4 (red) for the scene acquired on September 30, 1989.

Lamina 3: Los diez blancos seleccionados en las regiones de la Crau y la Camarga, en el sudeste francés, para poner en evidencia los efectos espectrales de SPOT y de TM de Landsat. Composición en color realizada a partir de los canales TM-2 (azul), TM-3 (verde) y TM-4 (rojo) de Landsat-5 de la escena adquirida el 30 de septiembre de 1989.

INSTRUCTIONS AUX AUTEURS

Objectifs : PHOTO-INTERPRÉTATION est une revue scientifique internationale qui publie en français, anglais et espagnol des articles originaux et des synthèses bibliographiques qui couvrent les différents aspects de la télédétection et ses domaines d'application, en faisant largement appel à l'imagerie (aérienne ou spatiale). Les articles devront plus particulièrement être rédigés de manière à permettre une utilisation pédagogique et/ou à aider des étudiants ou des non-spécialistes à rassembler une documentation de base.

Types de contributions : des articles scientifiques originaux ainsi que des articles de synthèse, présentant l'état de l'art dans un domaine précis, constituent le corps de la revue. De courtes notes, correspondant à des résultats préliminaires ou à des recherches en cours, peuvent également être publiées comme "Courtes Communications". Dans tous les cas, une large place est donnée aux illustrations en couleur qui sont publiées sans supplément de prix (illustrations en couleur imprimées séparément dans un cahier central).

Analyse des articles : tous les articles sont soumis à un comité de lecture qui décide de leur acceptation ou de leur rejet et des modifications à apporter éventuellement à la rédaction. Les noms des lecteurs restent confidentiels.

Langues utilisées : les articles peuvent être rédigés indifféremment dans l'une des trois langues officielles de PHOTO-INTERPRÉTATION : français, anglais ou espagnol. Dans tous les cas, l'article doit comporter un court résumé dans la langue originale (moins de 150 mots) et un résumé étendu dans les deux autres langues (1000 mots maximum) dans lequel sont citées les principales figures ainsi que les tableaux. Si cela n'est pas possible, le résumé étendu peut être écrit dans la langue du texte original et le Comité de Rédaction prend en charge la traduction après que l'article ait été accepté définitivement.

Présentation des manuscrits : les manuscrits doivent être dactylographiés avec un double interligne sur une seule face de feuilles de papier, préférentiellement au format A4 (21,0 x 29,7 cm). Quatre copies doivent être expédiées. Elles doivent comporter impérativement une page de couverture avec le titre de l'article et si possible ses traductions dans les deux autres langues. Les noms et affiliations des auteurs, l'adresse complète de l'auteur auquel la correspondance doit être expédiée, le titre court de l'article (moins de 60 signes) et les mots clés (6 maximum) dans la langue du texte original et leur traduction dans les langues complémentaires.

La page de titre doit être suivie par le résumé court dans la langue originale et le résumé étendu dans lequel sont citées les principales étapes du travail et les principaux résultats ainsi que les figures et les tableaux.

Le texte principal de l'article doit être structuré en paragraphes et sous-paragraphes en utilisant jusqu'à trois niveaux décimaux. Viendront ensuite les remerciements, les appendices (si nécessaire), les références bibliographiques, la liste des tableaux et des figures, les tableaux et les figures (un tableau ou une figure par page avec sa légende dans la langue originale et sa possible traduction dans l'une ou les deux autres langues complémentaires). Les tableaux et les figures doivent être numérotés dans l'ordre croissant à partir de 1 en une seule séquence, en utilisant les chiffres arabes, et doivent être cités dans le texte par leurs numéros.

Après l'acceptation finale, les textes corrigés doivent être expédiés de préférence sous forme de disquettes (compatibles PC ou Macintosh), en spécifiant le logiciel de traitement de texte utilisé (nom et version) et le format d'enregistrement. De même que pour la soumission de textes imprimés, les résumés (court et étendus), le texte principal, les références bibliographiques, les tableaux et les légendes des figures doivent être enregistrés dans des fichiers séparés avec des noms facilement identifiables. La disquette doit être accompagnée d'un tirage de l'ensemble du texte sur papier.

Unités et symboles : le Système International d'unités (SI) doit être utilisé. Lorsque les données sont exprimées dans un autre système d'unités, les auteurs doivent effectuer la conversion.

Illustrations : un jeu des dessins et des diagrammes fournis, doit être constitué par des originaux à l'encre noire sur du papier présentant un bon contraste ou des tirages sur papier glacé. Les auteurs doivent porter une attention toute particulière à la taille des caractères utilisés qui doivent être lisibles après avoir été réduits de 50 %. Les images ou les photographies doivent être fournies sous forme soit de tirages sur papier glacé soit de films négatifs et doivent présenter un fort contraste. Les auteurs qui fournissent des images soumises à un copyright doivent obtenir les autorisations nécessaires avant d'expédier leurs documents.

Références bibliographiques : elles doivent être citées dans le texte en indiquant le ou les noms des auteurs et l'année de publication, par exemple, Baret et Olliso (1989). Lorsqu'il y a plus de deux auteurs, seul le nom du premier auteur doit être indiqué et il doit être suivi de "et al.". Les références bibliographiques doivent être classées par ordre alphabétique et chronologique en respectant les normes de présentation suivantes :

Revue : Baret F. et Olliso A., 1989, Estimation à partir de mesures de réflectance spectrale du rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par une culture de blé. *Agronomie*, 9, 885-895.

Livres : Guyot G., 1989, *Les signatures spectrales des surfaces naturelles*. Paradigme, Caen (France), 178 pp.

Chapitre de livre : Boissard P., Guyot G. and Jackson R.D., 1990, Factors affecting the radiative temperature of a vegetative canopy. In *Applications of Remote Sensing in Agriculture*, edited by M.D. Steven and J.A. Clark (Butterworths, London), 45-72.

Rapport, thèses, actes de conférences et autres travaux non publiés : même type de présentation que pour un chapitre de livre avec autant d'informations que possible.

Épreuves et tirés à part : Les épreuves seront adressées pour correction à l'auteur indiqué sur la page de titre. Elles devront être corrigées avec soin et retournées à l'éditeur dans un délai de 48 heures. Après la publication, vingt tirés à part seront expédiés gratuitement. Un bon de commande accompagnant les épreuves permettra de commander des exemplaires supplémentaires.

Adresse pour les manuscrits : Secrétariat de la Rédaction de PHOTO-INTERPRÉTATION : M André SIMONIN
PRODIG CNRS - 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris France - Tél. : (33) 01 44 32 14 81 - Fax : (33) 01 43 29 63 83.
L'éditeur ne peut pas être tenu pour responsable de manuscrits perdus par la poste, aussi les auteurs doivent-ils garder une copie des documents qu'ils expédient.

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

Objectives : PHOTO-INTERPRÉTATION is an international scientific journal publishing original and review papers in English, French and Spanish, covering all aspects of remote sensing and its applications, largely using satellite or aerial imagery. Articles published usually correspond to one of the following themes: the acquisition, analysis and interpretation of data from airborne and space platforms, the use of remote sensing in multidisciplinary research programmes; and the understanding of biosphere function. Papers should present the results of theoretical or applied research on specific topic areas such as: agriculture, forestry, geology, geomorphology, hydrology, oceanography, climatology, human geography, urban studies or global environmental monitoring. This list is not exhaustive and the Editor will consider new subject areas. Papers should be written primarily for pedagogical use, to instruct and inform students or non-specialised readers.

Type of contributions : The main body of the journal consists of original scientific papers corresponding to the topics listed above and comprehensive state-of-the-art articles. Brief papers reporting preliminary results or research in progress may be published as "Short Communications". The Journal has a large allowance for colour illustrations which are published without charge (Colour illustrations are printed separately from articles in a centrally-bound leaflet).

Refereeing : All articles submitted to PHOTO-INTERPRÉTATION are submitted to referees who may decide to accept or reject them or suggest modifications to be made. The names of the referees are kept confidential. The Editor in Chief acts as arbitrator in the event of disagreement.

Languages : Manuscripts may be written in any of the three official languages of PHOTO-INTERPRÉTATION - English, French or Spanish. The article must be preceded by a short abstract in the original language (less than 150 words) and by an extended summary in the other two languages (maximum 1000 words) in which the main figures and tables must be cited. Authors are requested to write their own extended summary in at least one of the complementary languages. However, if they are unable to achieve this task, they may write the extended summary in the original language of the article and the Editorial Board will translate it after final acceptance of the article.

Manuscript format : Manuscripts should be typed double spaced, preferably on A4 paper (21 x 29.7 cm) with ample margins (minimum 2.5 cm), using one side of the paper only. Four copies are required. The first page should be the title page containing the original title of the article, translations (if possible) of the title into the two complementary languages, full names of author(s), author(s) affiliations, the complete address of the author to whom correspondence should be sent, a running title of less than 60 characters and a list of up to six keywords with their translation in the complementary languages.

The title page should be followed by the abstract in the original language and extended summaries in the complementary languages. The extended summaries should indicate the main steps and results of the work and should cite the figures and tables.

The main text of the article should be structured in numbered sections and subsections using up to three levels of digits. It should be followed by acknowledgements and appendices (if required), references, a list of tables and figures, followed by the tables and figures themselves (one to a page) with the caption in the original language and, where possible, the translations. Tables and figures should be numbered in Arabic numerals in a single sequence starting from 1 and should be referred to in the text by their number.

After final acceptance the corrected texts should preferably be sent on diskette (PC compatible or Macintosh) indicating the word processing software (name and version) used and the storage format. The abstract and summaries, the main text, references, tables and figure legends should be stored in separate text files with clearly identifiable file names. The diskette must be accompanied by a hard copy of the manuscript.

Units and symbols : The International System of units (SI) shall be used. Authors are requested to convert any data expressed in other units.

Illustrations : one set of figures should be submitted as original drawings in black ink on high contrast paper, or as glossy prints of originals. Duplicates may be photocopies. Particular attention must be paid to the size of the lettering, which must be legible after 50% reduction. Images and photographs should be sent as glossy prints or negatives with high contrast. Authors are responsible for obtaining the necessary clearance for copyright images before submitting their manuscripts.

References : References should be cited in the text by the name(s) of author(s), followed by the year of publication in parentheses, e.g. Baret and Olliso (1989). When there are more than two authors the reference should be given as the first author *et al.* The reference list should be given alphabetically and by date, as in the following examples :

Articles : Baret F. and Olliso A., 1989, Estimation à partir de mesures de réflectance spectrale du rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par une culture de blé. *Agronomie*, 9, 885-895.

Books : Guyot G., 1989, *Les signatures spectrales des surfaces naturelles*. Paradigme, Caen (France), 178 pp.

Book chapter : Boissard P., Guyot G. and Jackson R.D., 1990, Factors affecting the radiative temperature of a vegetative canopy. In *Applications of Remote Sensing in Agriculture*, edited by M.D. Steven and J.A. Clark (Butterworths, London), 45-72.

Reports, theses, conference proceedings and other unpublished works should be styled in a similar fashion to a book chapter, giving as much source information as possible.

Proofs and reprints : Proofs will be sent to the author indicated on the title page. They must be carefully corrected and returned to the publisher Within 48 hours of receipt. After publication, fifty reprints will be sent free of charge. An order form to request additional reprints will accompany the proofs.

Address for typescripts : Four copies of manuscripts should be sent to the PHOTO-INTERPRÉTATION Editorial Secretariat :
PHOTO-INTERPRÉTATION : M André SIMONIN
PRODIG CNRS - 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris France - Tél. : (33) 01 44 32 14 81 - Fax : (33) 01 43 29 63 83.
Authors are requested to retain a personal copy of any documents sent. The Editor cannot accept responsibility for documents lost in the post.

NORMAS EDITORIALES

Objetivos : PHOTO-INTERPRÉTATION es una revista científica internacional que publica en español, francés e inglés artículos originales y síntesis bibliográficas que cubren los principales aspectos de la télédétection y de sus campos de aplicación, recurriendo ampliamente al tratamiento de imágenes (aéreas o espaciales). Los artículos deben, muy particularmente, ser redactados de manera que permitan una utilización pedagógica y/o ayuden a los estudiantes y no especialistas a procurarse una documentación de base.

Tipos de contribuciones : los artículos científicos originales correspondientes a los temas señalados, así como los artículos de síntesis que muestran el estado del arte en un campo temático preciso, constituyen el cuerpo de la revista. Las notas cortas sobre resultados preliminares o investigaciones en curso pueden igualmente ser publicadas como "Comunicaciones Breves". En todos los casos, se da un amplio espacio a las ilustraciones en color, que son publicadas sin que ello implique un aumento en el precio (ilustraciones en color impresas separadamente en las páginas centrales).

Análisis de los artículos : todos los artículos dirigidos a PHOTO-INTERPRÉTATION son sometidos a un comité de lectura, que decide su aceptación o rechazo y las eventuales modificaciones a la redacción. Los nombres de los lectores son confidenciales y, en caso de desacuerdo entre dos lectores, el Redactor Jefe arbitra el conflicto.

Idiomas utilizados : los artículos pueden ser redactados indistintamente en cualquiera de los tres idiomas oficiales de PHOTO-INTERPRÉTATION: español, francés o inglés. En cualquier caso, el artículo debe contar con un resumen corto en el idioma original (máximo de 150 palabras) y un resumen ampliado en los otros dos idiomas (1000 palabras como máximo), en el cual deben ser citadas las principales figuras así como los cuadros. Se recomienda encarecidamente la redacción del resumen ampliado en al menos uno de los idiomas complementarios. Si esto no es posible, el resumen ampliado puede ser escrito en el idioma del texto original, siendo en este caso traducido por el Comité de Redacción, una vez aceptado el artículo definitivamente.

Presentación de los manuscritos : los manuscritos deben ser dactilografiados con doble interlínea sobre una sola cara de hoja de papel, preferentemente en formato A4 (21,0 x 29,7 cm). Se debe enviar 4 copias. Las copias deben constar imperativamente de : una página de portada con el título del artículo en el idioma del mismo y, si es posible, su traducción en los otros dos idiomas, los nombres e instituciones de los autores, la dirección completa del autor al que debe ser enviada la correspondencia, el título abreviado para el encabezamiento de las páginas (menos de 60 caracteres) y las palabras clave (6 como máximo), en el idioma del texto original y en los idiomas complementarios.

A la página del título le sigue el resumen corto en el idioma original y el resumen ampliado, en el cual se citan las principales etapas y resultados del trabajo, así como las figuras y los cuadros del artículo.

El texto principal del artículo, debe ser estructurado en párrafos y subpárrafos utilizando hasta tres niveles decimales. A continuación figuran : los agradecimientos, los apéndices (si son necesarios), las referencias bibliográficas, la lista de cuadros y la de figuras, los cuadros y las figuras (uno por página, con su leyenda en el idioma original y, si es posible, su traducción en uno o en los dos idiomas complementarios). Los cuadros y las figuras deben ser numerados en orden creciente, a partir de 1, en una sola secuencia utilizando cifras árabes y deben ser citados por sus números en el texto.

Una vez aceptados, los textos corregidos deben ser enviados preferentemente en forma de "diskette" (PC o Macintosh), especificando el programa de tratamiento de textos utilizado (nombre y versión) y el formato de grabación. De la misma forma que para los textos impresos, los resúmenes (corto y ampliado) y el texto principal, las referencias bibliográficas, los cuadros y las leyendas de las figuras deben ser grabadas en ficheros separados con nombres fácilmente identificables. El "diskette" debe ir acompañado de una copia impresa de todo el texto.

Unidades y símbolos : Debe utilizarse el Sistema Internacional (SI). Si los datos se expresan en otro sistema de unidades, los autores deben efectuar la conversión.

Ilustraciones : el conjunto de dibujos y diagramas proporcionados debe estar formado por los originales en tinta negra sobre papel con un buen contraste o por impresiones sobre papel brillante. Los autores deben prestar especial atención a las dimensiones de los caracteres utilizados, que deben ser legibles tras una reducción del 50 %. Las imágenes o las fotografías deben proporcionarse en forma de impresiones sobre papel brillante o de películas en negativo, debiendo presentar un fuerte contraste. Los autores que adjunten imágenes sometidas a un "copyright" deben obtener las autorizaciones necesarias antes de enviar sus documentos.

Referencias bibliográficas : deben ser citadas en el texto indicando el o los nombres de los autores y el año de publicación, por ejemplo, Baret y Olliso (1989). Si hay más de dos autores, se indica únicamente el nombre del primero de ellos seguido de "et al.". Las referencias bibliográficas deben ser citadas por orden alfabético y cronológico, respetando las normas de presentación siguientes :

Revistas : Baret F. y Olliso A., 1989, Estimation à partir de mesures de réflectance spectrale du rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par une culture de blé. *Agronomie*, 9, 885-895.

Livros : Guyot G., 1989, *Les signatures spectrales des surfaces naturelles*. Paradigme, Caen (France), 178 pp.

Capítulo de libro : Boissard P., Guyot G. and Jackson R. D., 1990: Factors affecting the radiative temperature of a vegetative canopy. In *Applications of Remote Sensing in Agriculture*, edited by M. D. Steven and J. A. Clark (Butterworth, London), 45-72.

Memorias, tesis, actas de conferencias y otros trabajos no publicados : el mismo tipo de presentación que para un capítulo de libro, con tanta información como sea posible.

Pruebas y separatas : las pruebas son enviadas para su corrección al autor indicado en la página del título. Deben ser corregidas cuidadosamente y devueltas al Editor en un plazo de 48 horas. Tras la publicación se le envían, gratuitamente, 50 separatas. Se pueden solicitar ejemplares suplementarios gracias a un bono que acompaña las pruebas.

Dirección para los manuscritos : cuatro ejemplares de manuscritos sometidos a publicación deben ser enviados al Secretariado de la Redacción de PHOTO-INTERPRÉTATION :
M André SIMONIN
PRODIG CNRS - 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris France - Tél. : (33) 01 44 32 14 81 - Fax : (33) 01 43 29 63 83.
El Editor no puede ser considerado responsable de los manuscritos extravuados por el correo. Por ello, los autores deben guardar una copia de los documentos que envían.

