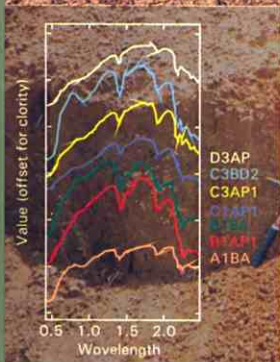


# REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE SOLOS





---

*Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária  
Embrapa Cerrados  
Ministério da Agricultura e do Abastecimento*

## REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE SOLO

José da Silva Madeira Netto  
Gustavo Macedo de Mello Baptista

ISSN 1517-5111

Doc. - Embrapa Cerrados	Planaltina	n.25	p.1-55	dez. 2000
-------------------------	------------	------	--------	-----------

Copyright © Embrapa – 2000  
Embrapa Cerrados. Documentos, 25

Exemplares desta publicação podem ser solicitados a:

Embrapa Cerrados  
BR 020, km 18, Rodovia Brasília/Fortaleza  
Caixa Postal 08223  
CEP 73301-970 – Planaltina, DF  
Telefone (61) 388-9898 – Fax (61) 388-9879

**Tiragem:** 200 exemplares

**Comitê de Publicações:**

Ronaldo Pereira de Andrade (Presidente), Maria Alice Bianchi, Leide Rovênia Miranda de Andrade, Carlos Roberto Spehar, José Luiz Fernandes Zoby e Nilda Maria da Cunha Sette (Secretária-Executiva).

**Coordenação editorial:** Nilda Maria da Cunha Sette

**Revisão gramatical:** Maria Helena Gonçalves Teixeira

**Normalização bibliográfica:** Maria Alice Bianchi

**Diagramação e arte-final:** Jussara Flores de Oliveira

**Capa:** Chaile Cherne Soares Evangelista

**Impressão e acabamento:** Jaime Arbués Carneiro / Divino Batista de Souza

**Fotos:** Gustavo Macedo de Mello Batista

**Todos os direitos reservados.**

A reprodução não autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação do Copyright © (Lei nº 9.610).

M181r      Madeira Netto, José da Silva.  
              Reflectância espectral de solos / José da Silva Madeira Netto, Gustavo  
              Macedo de Mello Baptista. – Planaltina : Embrapa Cerrados, 2000.  
              55p.— (Documentos / Embrapa Cerrados, ISSN 1517-5111 ; n.25)

1. Sensoriamento remoto. 2. Reflectância espectral - solo. I. Baptista, Gustavo Macedo de Mello Baptista. II. Título. III. Série.

621.3678 - CDD 21

## SUMÁRIO

RESUMO .....	5
ABSTRACT .....	5
INTRODUÇÃO .....	6
O CONCEITO DE SENSORIAMENTO REMOTO .....	6
TEORIA DE ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA .....	7
Processos eletrônicos .....	9
Efeito do campo cristalino .....	10
Transferência de carga .....	12
Bandas de condução .....	14
Centros de cores .....	15
Processos vibracionais .....	17
PROPRIEDADES DE REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE SOLOS .	22
Componentes minerais .....	23
Caulinita ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ) .....	23
Gibbsita ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ ) .....	26
Relação Caulinita/Gibbsita .....	27
Goethita ( $FeOOH$ ) e Hematita ( $Fe_2O_3$ ) .....	29
Relação Hematita/Goethita .....	32
Ilmenita ( $FeTiO_3$ ) e Magnetita ( $Fe_3O_4$ ) .....	33
Umidade do solo .....	35
Matéria orgânica .....	37
Tamanho de partículas .....	40

RESOLUÇÃO DE BANDAS ESPECTRAIS .....	43
DETERMINAÇÃO DE CORES UTILIZANDO OS ESPECTROS DE REFLECTÂNCIA .....	47
Conceitos .....	47
Cores primárias .....	47
Sistemas colorimétricos .....	48
CIE .....	48
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	52

## REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE SOLOS

José da Silva Madeira Netto<sup>1</sup>; Gustavo Macedo de Mello Baptista<sup>2</sup>

**RESUMO** – Usando as cores para caracterizar as propriedades dos solos ou através de fotografias aéreas para a discriminação de pedoformas, os pedólogos, já há algum tempo, compreenderam a importância do uso dos recursos oferecidos pela luz refletida como instrumento para compreender a distribuição dos solos na paisagem ou para a descrição de suas propriedades. A rápida evolução da espectroscopia de reflectância, amplamente explorada no sensoriamento remoto multiespectral, permitiu estender esse uso a comprimentos de onda outros que o visível. Mais recentemente, com o desenvolvimento da espectroscopia de imageamento o interesse pelas propriedades de reflectância espectral dos solos ganha nova importância, por causa da possibilidade de identificar e de mapear ocorrências de componentes do solo com dados de imagens obtidas por aviões ou satélites. Este trabalho tem por objetivo oferecer ao leitor alguns elementos importantes para a compreensão das possibilidades reais do uso dos dados de reflectância espectral em pedologia. Após rever conceitos básicos sobre a interação entre a energia eletromagnética e a matéria, são discutidas as características de reflectância dos principais minerais existentes nos solos tropicais, da matéria orgânica, da umidade e da granulometria. Finalmente introduz-se, sinteticamente, os conceitos de cor e de seu cálculo com base em espectros de reflectância.

Palavras-chave: sensoriamento remoto; radiometria; solo.

## SPECTRAL REFLECTANCE OF SOLOS

**ABSTRACT** – The visible to reflected infrared reflectance spectroscopy brought new possibilities for detecting soil components. The fast development of better performing sensors that can be used in laboratories, in the field, mounted in airplanes or in satellites make . However, the possibilities offered by this technique has not yet been entirely exploited and much development is still required, in order to completely understand its potential to soil science. This paper is direct to soils scientists willing to use soil spectral reflectance data. The basic concepts related to the light/matter interactions are introduced and the reflectance characteristics of the

<sup>1</sup> Eng. Agrôn. Dr., Embrapa Cerrados. madeira@cpac.embrapa.br.

<sup>2</sup> Universidade Católica de Brasília – UCB, Pró-Reitoria de Graduação – PRG, Curso de Engenharia Ambiental – Campus I. EPCT Q.S. 7, Lote 1, Águas Claras. CEP 72.022-900 – Taguatinga, DF. gustavom@ucb.br

main mineral occurring in tropical soils, and the effects of organic matter, moisture and granulometry are discussed. Finally, some concepts of soil and their measurement from spectral reflectance color are introduced.

Key words: remote sensing, radiometry; soil.

## INTRODUÇÃO

As informações relativas à reflexão da luz pelo solo estão entre as propriedades mais antigas e mais utilizadas em pedologia – a cor. Com o aparecimento da fotografia aérea no fim do século XIX, a aplicação das propriedades de reflexão ganharam dimensão importante e, mais recentemente, foi possível conhecer as propriedades de reflectância de minerais e rochas no domínio espectral do visível ao infravermelho refletido (400 – 2500 nm) . O avanço da indústria espacial permitiu que no início de 1970, satélites de observação da terra, transportando sensores multiespectrais fossem colocados em órbita e os dados obtidos disponibilizados para um número cada vez maior de usuários. Nos últimos anos (a partir de 1980) a espectroscopia de imageamento apresenta-se como a possibilidade de exploração dos dados de reflectancia espectral de maneira mais completa. Essa exploração dos dados, gerados por esses sistemas sensores, depende da compreensão das propriedades de reflectância dos solos e de suas relações com seus constituintes.

Este trabalho tem por objetivo introduzir elementos que estimulem aos pedólogos a utilizar esse recurso como ferramenta em seus trabalhos de pesquisa. Serão tratados assuntos que podem ser agrupados em quatro tópicos: conceitos básicos da espectroscopia de reflectância, recordando-se as noções de espectro eletromagnético, radiância, reflectância e interação matéria - energia.

## O CONCEITO DE SENSORIAMENTO REMOTO

Há um consenso quanto à definição de sensoriamento remoto como: a técnica baseada na obtenção de dados sobre a superfície terrestre, sem o contato físico direto entre sensor e alvo. Para que

tal fenômeno ocorra é necessário que a energia seja transmitida sob a forma de radiação eletromagnética (REM).

Meneses & Ferreira Júnior (1995) redefiniram a técnica como sendo “uma medida de troca energética resultante da interação da radiação eletromagnética de um determinado comprimento de onda com os objetos da superfície terrestre”. Os sensores remotos captam a REM refletida e/ou emitida pelos alvos e essa radiação traz consigo as informações espaciais (tamanho, forma, estrutura e textura) e espectrais do alvo (reflectância, absortância e transmitância).

Dozier & Goetz (1989) ressaltaram que para as ciências naturais é cada vez mais necessária a compreensão da Terra como um sistema integrado. Para que essa abordagem seja possível, os sistemas sensores tendem a se adequar espacial, espectral e temporalmente às escalas apropriadas. Para as crescentes necessidades de refinamento das escalas, são necessários sensores com correspondente capacidade de detalhamento.

A análise dos espectros de reflectância permite, segundo Dozier & Goetz (1989), a identificação de minerais em solos e rochas por meio de feições de absorção; o exame de partículas suspensas e de fitoplâncton em águas continentais ou costeiras; estimativa do tamanho dos grãos de neve e de sua contaminação por impurezas; e o estudo de processos bioquímicos na cobertura vegetal.

Dentro dessa ótica, o sensoriamento remoto, atualmente, passa por novo paradigma: a espectrometria de imageamento, quando utiliza sensores hiperespectrais, passa a representar o estado da arte do sensoriamento remoto na faixa ótica, ainda que os princípios dessa técnica tenham sido estabelecidos na década de 1980 e tornados operacionais apenas em 1990.

## **TEORIA DE ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA**

Espectroscopia é o estudo da radiação eletromagnética como função do comprimento de onda em que está sendo refletida, emitida ou espalhada por um gás, um líquido ou um sólido (Clark, 1999).



A energia refletida pelas superfícies pode ser entendida como a porção da energia incidente, suprimindo-se as porções que foram absorvidas ou transmitidas. A reflectância espectral [ $\rho(\lambda)$ ], que é função do comprimento de onda ( $\lambda$ ), pode ser definida matematicamente como a razão entre a energia no comprimento de onda ( $\lambda$ ) refletida pelo objeto [ $E_R(\lambda)$ ] e a energia no comprimento de onda ( $\lambda$ ) incidente sobre o objeto [ $E_I(\lambda)$ ], conforme a equação 1 (Lillesand & Kiefer, 1994).

$$\rho(\lambda) = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} \quad (1)$$

O Sol é a principal fonte natural de REM nas faixas do espectro eletromagnético do ultravioleta, do visível, do infravermelho próximo e do infravermelho de ondas curtas (Figura 1). Em comprimentos de ondas maiores, na faixa do infravermelho termal, a eficiência do Sol como fonte de REM é bastante reduzida e a Terra é mais eficiente como fonte. Porém, nessa faixa do espectro, não se analisa o espectro óptico de reflectância, mas o de emitância (Lillesand & Kiefer, 1994). Clark (1999) definiu o processo de emissão como a saída de fótons da superfície. Todas as superfícies emitem fótons que, por sua vez, estarão submetidos a leis físicas de reflectância, refração e absorção.

No processo de interação dos fótons com a matéria, parte deles é refletida pelos grãos da superfície do material; uns passam pelos grãos e outros são absorvidos (Clark, 1999). Os fótons são absorvidos nos minerais por diversos processos que, por sua vez, dependem da composição química e da estrutura do mineral. A espectrometria moderna segundo Clark (1999) não se limita mais apenas à faixa do espectro visível ao olho humano, podendo medir, com precisão, detalhes sutis sobre a composição mineralógica do material em outras faixas do espectro.

As bandas de absorção ou feições espectrais, encontradas nos espectros de reflectância, são governadas por dois processos gerais: eletrônicos e vibracionais (Hunt, 1980).

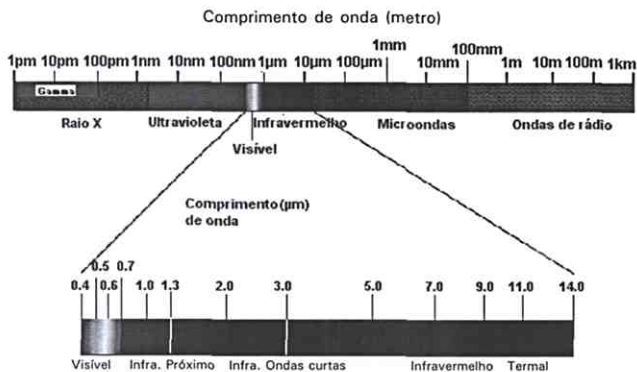


FIG. 1. Espectro eletromagnético.

## Processos eletrônicos

Átomos isolados e íons têm estados de energia discretos, ou seja: são eventos quânticos que só ocorrem em comprimentos de onda específicos. A absorção de fótons em um comprimento de onda específico é a causa da mudança de um estado de energia mais baixo para um mais alto. Já a emissão de um fóton é resultado da mudança de um estado de energia mais alto para um mais baixo. Quando um fóton é absorvido, normalmente, ele não é posteriormente emitido no mesmo comprimento de onda (Clark, 1999).

As transições entre os níveis de energia são responsáveis pelas feições nos espectros. Muitas dessas feições encontradas nos espectros obtidos nas faixas do visível e do infravermelho próximo são devidas a efeitos do campo cristalino, porém há outros processos eletrônicos que produzem características espectrais (Hunt, 1980).

É importante notar que componentes comuns nos minerais e rochas, tais como, silício, potássio e oxigênio não têm níveis de

energia discretos, na faixa do visível e do infravermelho refletido, de tal modo que as transições entre eles possam gerar feições espectrais. Em consequência, nenhuma informação relativa à presença desses elementos nos materiais geológicos pode ser inferida a partir da análise dos espectros de reflectância (Hunt, 1980).

Muitos materiais, normalmente, podem ser caracterizados por causa da presença de ferro (além dos demais elementos de transição) que além de ser um dos componentes principais em muitos materiais, muitas vezes substitui, através de seus íons ferrosos e férricos o  $Al^{3+}$  e  $Mg^{2+}$  em seus octaedros e, às vezes, no tetraedro de silício, difundindo sua distribuição em materiais terrestres (Hunt, 1980).

Os processos eletrônicos subdividem-se em quatro subprocessos: efeito do campo cristalino; transferências de carga entre íons; bandas de condução; e centro de cores (Hunt, 1980).

### **Efeito do campo cristalino**

O processo eletrônico mais comumente encontrado nos espectros de minerais é devido ao número de elétrons vagos nos orbitais externos dos elementos de transição (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn). O ferro é o elemento de transição mais comum na composição dos minerais (Clark, 1999). Em todos os elementos de transição, os orbitais *d* apresentam níveis de energia idênticos quando num íon isolado. Porém, quando o íon localiza-se num campo cristalino, os níveis de energia desses orbitais dividem-se (Burns, 1993). De acordo com a teoria de campo cristalino para o caso do  $Fe^{2+}$ , por exemplo, os cinco orbitais de valência *d* do íon livre do elemento de transição que se encontram em níveis iguais de energia, são submetidos a um processo de repulsão eletrostática em função da proximidade dos ligantes com carga negativa, ocasionando um rompimento dos cinco orbitais de valência *d* e dando origem a um par de orbitais *dy* de maior nível energético e a um triplete de orbitais *dxz*, menos energético, conforme a Figura 2. Os níveis de energia são determinados pelo estado de valência do íon (por exemplo  $Fe^{2+}$ ,

$\text{Fe}^{3+}$ ) e a simetria do local que ocupa. Os níveis de energia também são influenciados pelo tipo de ligantes formados pela extensão de distorção do retículo e pelo valor do distanciamento interatômico do metal-ligante (Burns, 1993).

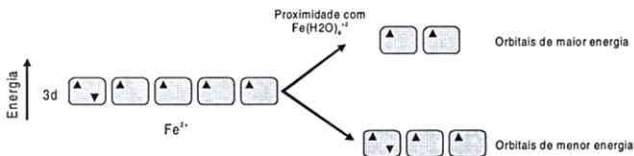
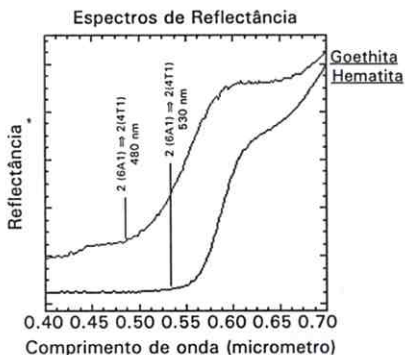


FIG. 2. Distribuição dos elétrons no orbital 3d do  $\text{Fe}^{2+}$  durante a formação de complexos com a  $\text{H}_2\text{O}$ .

Quando isso ocorre e há incidência de radiação eletromagnética em determinado comprimento de onda absorvida pelo íon metálico, alguns dos elétrons desemparelhados do orbital  $d_x$  são excitados e deslocam-se para o orbital  $d_y$  de maior energia. Essa absorção define, nos espectros de reflectância, uma feição espectral no comprimento de onda correspondente à energia requerida para a transição (Meneses & Ferreira Júnior, 1995).

O campo cristalino varia com a estrutura do cristal de cada mineral e um mesmo íon ( $\text{Fe}^{2+}$ , por exemplo) produz feições localizadas em pontos distintos, tornando a identificação mineral possível por meio da espectroscopia (Clark, 1999).

Sherman & Waite (1985) mostraram que a diferença entre as cores de dois minerais, goethita e hematita é determinada pela transição de efeito de campo cristalino  $2(^6A_1) \rightarrow 2(^4T_1)$  que ocorre em 480 nm para o goethita e 530 nm para a hematita. A Figura 3 apresenta, em detalhe, a posição dessa transição para os dois minerais.



**FIG. 3.** Posicionamento das transições eletrônicas nos espectros de hematita e goethita, determinante da cores dos minerais (adaptado de Sherman & Waite, 1985).

### Transferência de carga

As feições espectrais resultantes de processos eletrônicos também podem ser causadas por meio do processo de transferência de carga, conhecido como transições interelementos em que a absorção de um fóton causa o deslocamento de um elétron entre íons ou entre íons e ligantes (Clark, 1999).

A transferência pode ocorrer também entre o mesmo metal, porém com valências diferentes, como por exemplo entre  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$ . Normalmente, as feições espectrais, ocasionadas por transferências de carga, são utilizadas como diagnóstico da composição mineralógica. As intensidades dessas feições são usualmente centenas a milhares de vezes mais fortes do que as resultantes de transições de efeito de campo cristalino (Clark, 1999).

As feições resultantes das transferências de carga no caso da ligação Fe-O são uma das características mais comumente obser-

vadas nos espectros de minerais terrestres e as responsáveis pelo caimento da intensidade de reflectância em direção à faixa azul no espectro visível, particularmente perceptível nos espectros de materiais muito alterados. A Figura 4 apresenta os espectros da hematita, goethita e limonita que demonstram essa tendência de caimento da intensidade da reflectância na faixa do azul (Hunt, 1980).

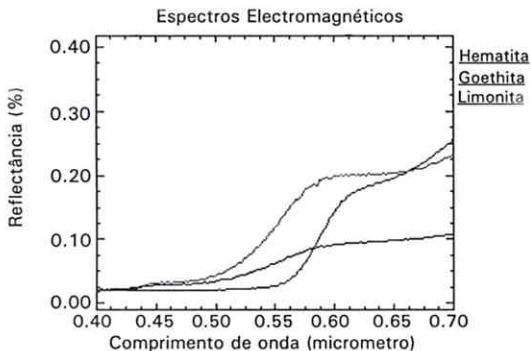


FIG. 4. Espectros de hematita, goethita e limonita, da Biblioteca Espectral do USGS (Clark et al., 1993), apresentando feições espectrais resultantes do processo de transferência de carga que, por meio da ligação Fe-O, apresentam caimento significativo da intensidade na faixa do azul (0,40 a 0,50  $\mu\text{m}$ ).

A transferência de carga ocorre normalmente no ultravioleta e as bandas de absorção estendem-se para o visível. As absorções decorrentes da transferência de carga são a principal causa das cores que variam do amarelo ao vermelho dos óxidos e hidróxidos de ferro (Clark, 1999).

Meneses & Ferreira Júnior (1995) consideraram que o aumento íngreme da intensidade de reflectância do Fe, como a feição mais comumente observada para solos e rochas intemperizadas, centrada em torno de 350 nm, é decorrente da transferência de carga entre o íon  $Fe^{3+}$  de um orbital  $p$  e o íon  $O^{2-}$  de um orbital  $s$ . Essa feição é bastante comum nos minerais de alteração e típica para o diagnóstico da presença destes, mesmo que apareçam em teores mínimos.

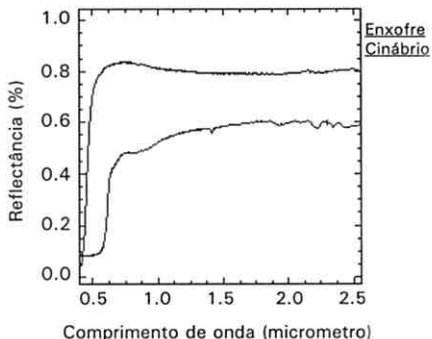
### **Bandas de condução**

Em alguns átomos ou grupos de átomos existentes nos sólidos, o nível de energia discreta da órbita dos elétrons é aumentado por causa da proximidade de níveis energéticos de outros átomos (Hunt, 1980).

Alguns minerais apresentam dois níveis de energia nos quais os elétrons podem residir: um nível mais alto de energia chamado de "banda de condução" em que os elétrons movem-se livremente ao longo de átomos ou grupo de átomos existentes nos sólidos; e uma região de energia mais baixa chamada de "banda de valência" em que os elétrons estão aprisionados em átomos individuais (Clark, 1999).

Entre essas duas bandas encontra-se uma zona de energia na qual os elétrons não podem mover-se, chamada de banda proibida ou intervalo proibido (Hunt, 1980).

O intervalo proibido é, normalmente, pequeno ou inexistente em metais e muito grande em materiais dielétricos. Em semicondutores, esse intervalo corresponde à energia do visível até o infravermelho próximo. A cor amarela do enxofre é causada pelo intervalo proibido. O cinábrio (HgS) e o enxofre (S) têm espectros que mostram o intervalo proibido no visível (Figura 5) (Clark, 1999).



**FIG. 5.** Espectros de reflectância do enxofre (S) e do cinábrio (HgS), apresentando as bandas de condução no visível (adaptado de Clark, 1999).

### Centros de cores

Segundo Hunt (1980), há um número limitado de materiais que exibem feições na região visível e, por conseguinte, são coloridos. Entretanto, essa cor não pode ser explicada em termos químicos ou pela presença de impurezas. Tais características são exibidas, ocasionalmente, nos espectros de haletos e, em particular, na fluorita. Nesses casos, as feições espectrais responsáveis pelas características das cores podem ser explicadas em termos de um fenômeno eletrônico chamado “centro de cor” que é ocasionado pelos defeitos no cristal. Existem muitos tipos desses defeitos, sendo o mais comum o centro de cor. Nassau (1978) observou que as feições espectrais que ocorrem nos espectros devido a centros de cores decorrem de elétrons capturados nos defeitos do retículo cristalino, conforme pode ser visualizado na Figura 6.



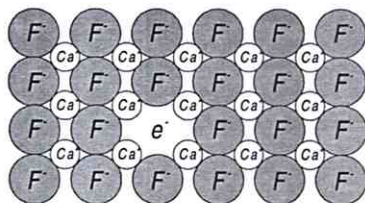


FIG. 6. Retículo cristalino defeituoso da fluorita ( $\text{CaF}_2$ ), apresentando o aprisionamento de um elétron que seria responsável pela feição espectral associada a centros de cores (adaptado de Meneses & Ferreira Júnior, 1995).

Esses defeitos podem produzir níveis de energia discretos e os elétrons podem saltar para eles. O movimento de um elétron no defeito do cristal requer energia de fótons. As cores amarela, púrpura e azul da fluorita são causadas pelos centros de cor (Hunt, 1980; Clark, 1999). Um espectro produzido por centros de cor em uma amostra de fluorita púrpura é ilustrado na Figura 7.

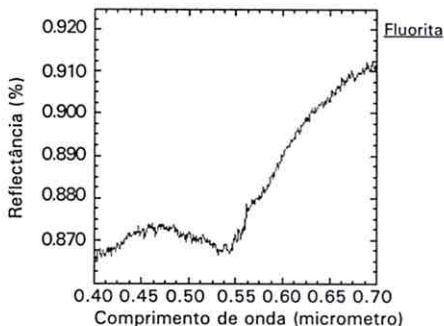


FIG. 7. Espectro de refletância da fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) púrpura, apresentando feição espectral associada a centros de cores (adaptado de Hunt, 1980).

## Processos vibracionais

A evidência espectral para transições vibracionais em todos os materiais geologicamente importantes acontecem na região do infravermelho de ondas curtas, entre 1200 e 3000 nm (Hunt, 1980).

As ligações em uma molécula ou na estrutura de um cristal são como molas com pesos a elas fixados, ou seja: todo sistema pode vibrar (Clark, 1999). Cada vibração possui um número quântico e uma frequência a ela associada. A frequência e os níveis de energia de uma molécula dependem da ligação entre os átomos da molécula e com o retículo cristalino como um todo (força em cada mola) e da massa de cada elemento da molécula (Meneses & Ferreira Júnior, 1995; Clark, 1999). Para uma molécula com  $N$  átomos, há  $3N-6$  modos normais de vibrações denominadas fundamentais. As vibrações adicionais são chamadas harmônicas quando envolvem múltiplos de um único modo fundamental e combinações quando envolvem modos diferentes de vibrações (Clark, 1999).

Uma harmônica acontece quando uma fundamental está excitada com dois ou mais quanta, de forma que a feição pode aparecer duas ou mais vezes a da frequência fundamental (Hunt, 1980). Feições de combinação podem acontecer quando duas ou mais fundamentais diferentes ou harmônicas combinam-se e elas são localizadas na (ou próximo da) soma das frequências de todas as vibrações fundamentais envolvidas (Hunt, 1980).

Uma feição vibracional só é percebida no espectro infravermelho (chamada de ativa no infravermelho) se houver mudanças nos dipolos moleculares (Clark, 1999). Uma molécula simétrica, como  $N_2$ , considerada normalmente como inativa no infravermelho, não apresentará feição a menos que ela esteja retorcida por condições, por exemplo, de alta pressão (Clark, 1999).

Vibrações de dois ou mais modos podem acontecer à mesma frequência, porém não podem ser distinguidos. Quando isto ocorre, costuma-se dizer que os modos são degenerados (Clark, 1999). Uma molécula isolada com modos degenerados pode apresentar, em um cristal, os modos com as frequências ligeiramente diferentes por causa das influências ocasionadas pela assimetria do campo cristalino (Clark, 1999).

Uma molécula livre pode rotacionar e transladar, mas até mesmo em um sólido pode ocorrer uma rotação e uma translação leve. Esses movimentos são chamados vibrações reticulares e ocorrem tipicamente em níveis muito baixos de energias, além de 20  $\mu\text{m}$ , aproximadamente (Clark, 1999).

Tradicionalmente, as frequências de vibrações fundamentais são referenciadas com a letra grega  $\nu$  ( $\nu$ ) e um número subscrito. Se uma molécula tem vibrações fundamentais  $\nu_1, \nu_2, \nu_3$ , pode apresentar harmônicas  $2\nu_1, 3\nu_1, 2\nu_2$  e combinações  $\nu_1 + \nu_2, \nu_2 + \nu_3, \nu_1 + \nu_2 + \nu_3$ , e assim por diante. Esses exemplos apresentam adições de modos, mas as subtrações também são possíveis, como por exemplo  $\nu_1 + \nu_3 - \nu_2$ . Cada harmônica ou combinação mais alta é normalmente de 30 a 100 vezes mais fraca que a anterior. Conseqüentemente, o espectro de um mineral pode ser bastante complexo (Clark, 1999).

O que se observa no infravermelho próximo são feições devidas a harmônicas e combinações cujas fundamentais têm frequências muito altas. Porém, há relativamente poucos grupos que apresentam tal característica e, sem dúvida, os mais comuns são os que envolvem o modo de estiramento do  $\text{OH}^-$  na faixa do infravermelho próximo (Hunt, 1980).

A evidência de que esse modo de estiramento do  $\text{OH}^-$  é frequente nos espectros de materiais terrestres; ocorre não só por que a hidroxila existe como parte da estrutura de um número grande de materiais, mas também por que as bandas de hidroxila aparecem sempre quando a água está presente (Hunt, 1980). Meneses & Ferreira Júnior (1995) afirmaram que a alta polaridade da ligação H-O torna as feições espectrais na faixa do infravermelho muito mais evidentes.

Segundo esses autores, a molécula da água é encontrada nos sólidos inorgânicos sob diferentes formas: inclusões; associada à estrutura do retículo cristalino, como ocorre com os minerais hidratados; em posições específicas do cristal sem interferência estrutural, como é o caso das zeólitas, caracterizadas pela fácil perda ou absorção de água; absorvida; adsorvida na superfície dos cristais, entre outros.

A molécula de água, no estado líquido, apresenta três vibrações fundamentais;  $\nu_1$ , o estiramento simétrico que aparece a 3106 nm;  $\nu_2$ , o dobramento da ligação H-O-H em 6080 nm; e  $\nu_3$ , o estiramento assimétrico a 2903 nm. As combinações dessas vibrações que aparecem no infravermelho próximo são ( $\nu_2 + \nu_3$ ) a aproximadamente 1875 nm; ( $2\nu_2 + \nu_3$ ) a  $\sim$  1454 nm; ( $\nu_1 + \nu_3$ ) a 1380 nm; ( $\nu_1 + \nu_2 + \nu_3$ ) a 1135 nm; e ( $2\nu_1 + \nu_3$ ) a 942 nm (Hunt & Salisbury, 1970; Hunt, 1980).

Nos espectros de minerais, rochas e solos, sempre que a água está presente, duas feições bem distintas aparecem: uma a 1400 nm devido à harmônica  $2\nu_3$ ; e a outra a 1900 nm decorrente da combinação  $\nu_2 + \nu_3$  (Hunt & Salisbury, 1970; Hunt, 1980) (Figura 8).

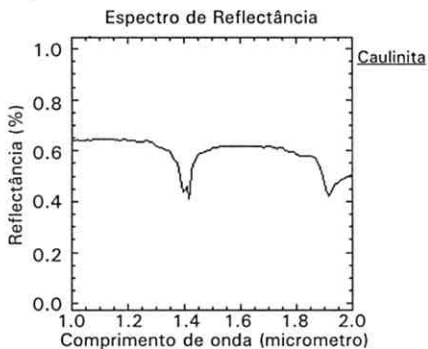


FIG. 8. Espectro de reflectância da caulinita ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$ ), apresentando as feições espectrais associadas à água.

Essas vibrações podem aparecer, no espectro, relativamente agudas e bem definidas ou podem-se apresentar muito largas. Quando agudas, indica normalmente que as moléculas de água estão bem localizadas e definidas e, quando largas, ou elas estão desordenadas, ou mais de um local está ocupado por moléculas de água. A presença das bandas de absorção a 1400 nm e 1900 nm é sinônimo de

moléculas de água dissociadas da estrutura mineral em alguma forma, como por exemplo a água de hidratação ou água capturada no retículo cristalino. O aparecimento da banda a 1400 nm sem a banda a 1900 nm informa, ainda, que se encontram presentes no material grupos de OH diferentes da água, como no caso das hidroxilas (Hunt & Salisbury, 1970).

A primeira harmônica ( $2n_{OH}$ ) de estiramento da hidroxila, que produz a feição próxima a 1400 nm, é a feição característica presente mais comum nos espectros no infravermelho próximo. O estiramento fundamental da OH pode formar combinação com outros fundamentais, de modo vibracional e reticular. Em particular, tais combinações fundamentais de dobramento X-OH, onde X é Al ou Mg, produz feições espectrais próximos a 2200 ou 2300 nm, respectivamente (Hunt, 1980). Isso pode ser visualizado nos espectros de caulinita ( $Al_2SiO_5(OH)_4$ ) e brucita ( $Mg(OH)_2$ ) (Figura 9).

O íon de hidroxila, OH, muito freqüentemente, ocorre em sólidos inorgânicos. Só um estiramento fundamental da ligação oxigênio-hidrogênio é ativo no infravermelho e ocorre próximo a 2,77  $\mu m$ , mas sua localização exata depende da posição que a hidroxila ocupa na estrutura do mineral (Hunt, 1980).

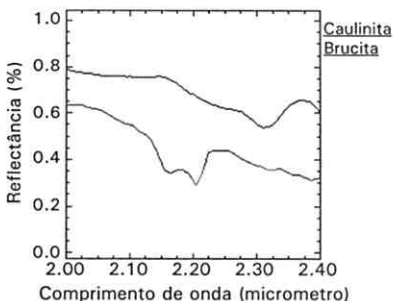


FIG. 9. Espectro de reflectância da caulinita ( $Al_2SiO_5(OH)_4$ ) e brucita ( $Mg(OH)_2$ ), apresentando as feições espectrais associadas a combinações fundamentais de dobramento X-OH, (X é Al ou Mg), próximas a 2,2 ou 2,3  $\mu m$ , respectivamente.

Além das feições da água líquida e do grupo OH, vários outros grupos, contidos em minerais, exibem feições espectrais específicas no infravermelho ondas curtas (Hunt, 1980). Os carbonatos exibem feições entre 1600 e 2500 nm, que são devidas à combinações e harmônicas de quatro vibrações fundamentais do íon  $\text{CO}_3^{2-}$ . Essas vibrações fundamentais podem ser identificadas como  $\nu_1$ , o estiramento simétrico da ligação C-O (inativa no infravermelho);  $\nu_2$ , o dobramento fora do plano (11376  $\text{cm}^{-1}$ );  $\nu_3$ , o estiramento assimétrico (próximo de 7000  $\text{cm}^{-1}$ ); e  $\nu_4$ , o dobramento no plano (1400  $\text{cm}^{-1}$ ). Essas fundamentais são responsáveis pela produção de cinco feições no infravermelho próximo, ou seja: ( $\nu_1 + 3\nu_3$ ) próxima a 1900 nm; ( $2\nu_1 + 2\nu_3$ ) próxima a 2000 nm; ( $\nu_1 + 2\nu_3 + \nu_4$ ) ou ( $3\nu_1 + 2\nu_4$ ) próxima a 2160 nm;  $3\nu_3$  próxima a 2350 nm; e ( $\nu_1 + 2\nu_3$ ) próxima a 2550 nm. Algumas dessas feições são apresentadas na Figura 10 no espectro da rodocrosita.

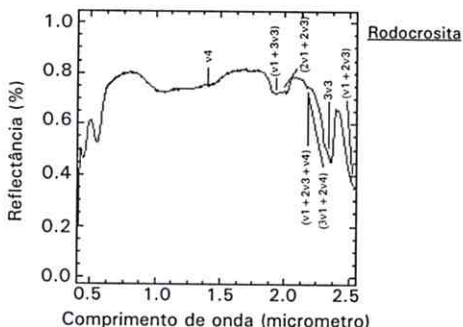


FIG. 10. Espectro de reflectância da rodocrosita ( $\text{MnCO}_3$ ), apresentando as feições espectrais associadas a combinações e harmônicas do grupo dos carbonatos na faixa do infravermelho próximo.

## PROPRIEDADES DE REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE SOLOS

Madeira Netto (1996), revisando diversos resultados de pesquisas sobre as relações entre a composição de solos e suas propriedades espectrais, considerou que os dados espectrais podem ser uma ferramenta bastante valiosa no estudo da composição dos solos. Os espectrômetros ou radiômetros podem ser utilizados para obter dados no laboratório, no campo, em aeronave, ou em plataforma orbital. Os dados espectrais de solos apresentam certos componentes que são importantes para a classificação, cartografia, degradação de solos e estudos de manejo (Madeira Netto, 1993; 1996).

Dependendo do modo pelo qual os dados são adquiridos, podem apresentar "informações indesejáveis" sobre outros fatores que podem mascarar as características que realmente deseja-se determinar (Madeira Netto, 1996). Uma superfície rugosa e úmida pode apresentar alterações significativas na determinação de um índice relativo à matéria orgânica, por exemplo. A compreensão dessas interferências é importante para determinar a acurácia das predições por meio de dados espectrais.

Madeira Netto (1996) afirma que não existe, ainda, uma fórmula universal para analisar os dados espectrais de todos os tipos de solos. As relações definidas entre alguns componentes dos solos e características espectrais são normalmente válidas para uma gama de condições que devem ser definidas experimentalmente. Muitos estudos ainda serão necessários para a compreensão dos efeitos das interações espectrais dos diferentes componentes dos solos.

Dados espectrométricos, na faixa do visível e do infravermelho refletido, são obtidos da interação entre luz e a matéria de uma camada de solo muito fina de apenas alguns milímetros. Os pedólogos que usam dados espectrométricos, principalmente os obtidos de satélites, precisam entender como as propriedades dessa fina camada relacionam-se com toda a cobertura pedológica para derivar informação com real significado para a compreensão do solo (Madeira Netto, 1993; 1996).

Normalmente, solos tropicais são altamente intemperizados, devido principalmente ao clima quente e úmido. Sua mineralogia é caracterizada por um número reduzido de componentes tais como a

caulinita, óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, como os minerais mais freqüentes na fração argila e quartzo nas frações silte e areia. As quantidades e proporções desses componentes minerais são muito úteis para classificação e para o manejo dos solos. O conhecimento dos espectros de reflectância desses componentes é muito importante para a utilização de espectroscopia de imageamento para aplicações nos estudos de solos (Baptista et al., 1998a).

Neste tópico, serão abordados aspectos relacionados a componentes minerais e orgânicos dos solos, propriedades como textura ou granulometria e umidade, entre outros, como subsídio para a utilização de dados de espectroscopia de imageamento para extração de informações específicas dos solos tropicais.

## Componentes minerais

### *Caulinita* ( $Al_2SiO_5(OH)_4$ )

A caulinita (Figura 11) é o argilo-mineral mais freqüentemente encontrado nos solos tropicais. Ela é formada nos solos pelo intemperismo ou ainda nas rochas pela alteração hidrotermal de aluminossilicatos, particularmente, o feldspato, ou ainda como constituinte de rochas sedimentares. Seu espectro de reflectância tem feições características na região do infravermelho refletido (Hunt & Salisbury, 1970; Hunt et al., 1973).

Suas principais feições estão associadas a vibrações moleculares das hidroxilas ( $OH^-$ ) em seu retículo cristalino. No infravermelho próximo, as feições mais perceptíveis estão associadas às harmônicas de alongamentos de ligação (2s) em 1400 nm e as combinações envolvendo o alongamento do  $OH^-$  e as curvaturas de ligação entre  $Al-OH$  (d + s), em 2200 nm, aproximadamente (Hlavay et al., 1977).

Hunt et al. (1973) consideraram que a intensidade da feição da caulinita a 2200 nm está associada às duas camadas dioctaédricas da estrutura do mineral. A banda de absorção fraca da água próxima a 1900 nm indica a presença de água molecular absorvida e não água constitucional, como ocorre, por exemplo, na montmorillonita ( $(Al, Mg)_{2-3}Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ ) (Figura 12).



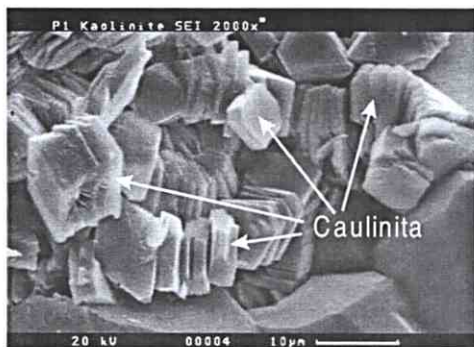


FIG. 11. Imagem de microscópio de varredura eletrônica (MEV) da caulinita ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$ ).

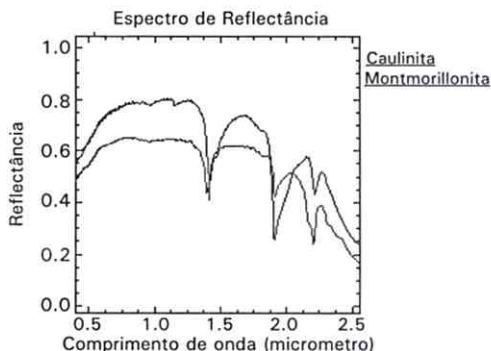


FIG. 12. Espectros de refletância da caulinita ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$ ) e da montmorillonita ( $(\text{Al}, \text{Mg})_{2-3}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), ambos apresentando feição espectral a 1,9 mm não associadas e associadas à presença da água estrutural na faixa do infravermelho próximo, respectivamente.

Lindberg & Snyder (1972 apud Hunt et al., 1973) apresentaram vários espectros de reflectância difusa nas faixas do visível e do infravermelho próximo de vários minerais de argila. Apresentaram, também, espectros de minerais de argila desidratados e reidratados e concluíram que pode existir correlação entre as feições dos espectros obtidos com as dos espectros de água molecular e qualquer diferença entre esses espectros é devida a água na estrutura de argila. Hunt et al. (1973) salientaram que muitas dessas feições agudas resultam de vibrações do OH estrutural em vez de água molecular, podendo-se notar facilmente essas diferenças pela presença da feição a 1900 nm.

Essa feição em 1900 nm envolve a vibração de dobramento da ligação H-O-H e, na ausência de água molecular, é devida, quase na sua totalidade, ao processo vibracional da hidroxila estrutural (Hunt et al., 1973), como ocorre na caulinita. A feição da água próxima a 1,9 mm só é fraca quando as bandas de absorção da hidroxila são muito mais intensas e quando é devida à água molecular absorvida (Hunt et al., 1973).

A Figura 13 apresenta o espectro de reflectância difusa de uma amostra de caulinita, proveniente de Cripple Creek, Colorado, formada por aproximadamente 90% de caulinita, 5% de opacos e 5% de feldspato ou quartzo.

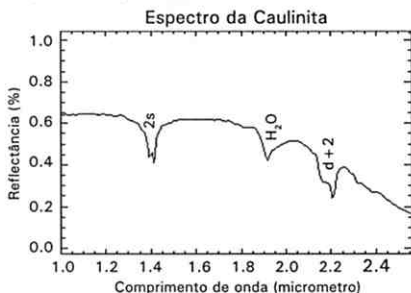
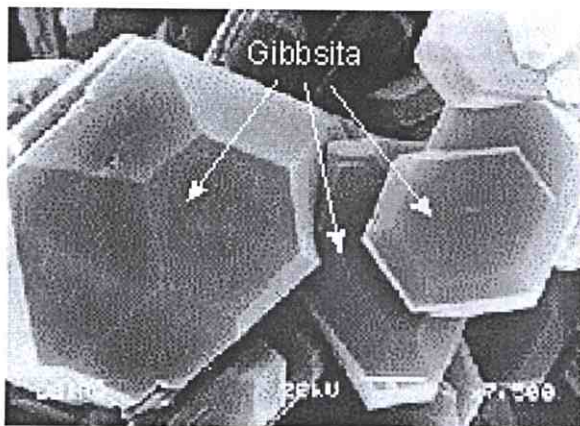


FIG. 13. Espectro de reflectância difusa de uma amostra de caulinita, intitulada KL502 da biblioteca espectral do USGS (Clark et al., 1993), proveniente de Cripple Creek, Colorado, apresentando as feições espectrais.

### ***Gibbsita ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ )***

Os solos que foram sujeitos a pronunciada alteração como os latossolos situados em antigas superfícies de erosão, sempre apresentam elevados teores de gibbsita (Figura 14) em sua composição. Em vários casos representam o mineral mais importante da fração argila (Baptista et al., 1998a).

A gibbsita é um hidróxido de Al triidratado, apresentando fórmula ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ ) e um dos principais componentes de depósitos de bauxita formados por intemperismo tropical de rochas com silicato de alumínio. Raramente, forma-se em regiões de baixas temperaturas. Junto com os outros dois minerais (diásporo e boehmita) que formam a bauxita, é um mineral formador de minério de alumínio (Hunt et al., 1971).



**FIG. 14.** Imagem de Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV) da gibbsita ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ ).

A gibbsita, assim como a caulinita, apresenta feições espectrais devido às vibrações das hidroxilas. No infravermelho próximo, a gibbsita apresenta vibrações moleculares harmônicas (2s) próximas a 1550 nm e combinações do tipo d + s próximas a 2300 nm (Hunt et al., 1971). As bandas de absorção da água apresentam-se em 1400 nm (2s) e em 1900 nm (d + s). A Figura 15 apresenta as feições características de uma amostra de gibbsita, proveniente de Minas Gerais, Brasil.

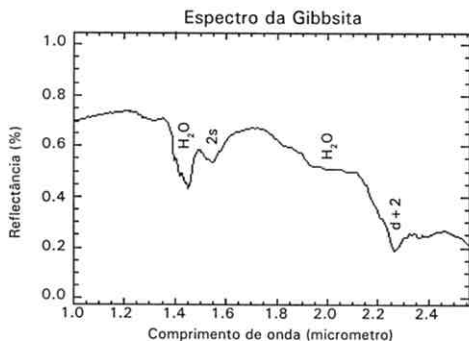


FIG. 15. Feições de absorção de uma amostra de gibbsita (WS214 da biblioteca do USGS - Clark et al., 1993), proveniente de Minas Gerais, Brasil.

### Relação Caulinita/Gibbsita

Segundo Madeira Netto (1996), a resolução espectral dos sensores LANDSAT e SPOT não permitem a individualização de caulinita e gibbsita. Porém, o autor afirmou que com o desenvolvimento de novos sensores hiperespectrais essa limitação será superada. Baptista et al. (1998a) mostraram ser possível a identificação das feições espectrais da caulinita e da gibbsita por meio do sensor aerotransportado AVIRIS.

Os solos altamente intemperizados, como os latossolos, caracterizam-se pedogeneticamente pela remoção de sílica e bases do perfil e posterior acúmulo de alumínio. A relação molecular sílica-alumina é considerada como um índice de intemperismo e é dada pela seguinte expressão:

$$Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \quad (2)$$

Quanto menor for o valor de Ki, mais intemperizado será o solo, pois menor será o valor da sílica e maior o de alumina, como consequência da remoção parcial e/ou total da sílica e concentração do alumínio.

Para os solos altamente intemperizados, a caulinita e a gibbsita são essencialmente os minerais que influem nos valores assumidos por Ki, quando outros argilo-minerais como, por exemplo, a montmorillonita são inexistentes. A caulinita apresenta, em sua composição química, sílica e alumínio, enquanto a gibbsita, o alumínio. Madeira Netto (1993) desenvolveu uma relação entre os pontos de mínima das feições espectrais desses dois minerais, associados ao ponto de máxima reflectância situado entre as duas feições, mais especificamente a 2225 nm, conforme mostra a Figura 16.

Esse ponto de máxima reflectância entre as feições é considerado como a referência para a medição da intensidade de absorções dos dois minerais que são calculadas pelas seguintes equações:

$$I_{kaol} = R_{max} - R_{2205} \quad (3)$$

$$I_{gib} = R_{max} - R_{2265} \quad (4)$$

Onde  $I_{kaol}$  é a intensidade de absorção da caulinita,  $I_{gib}$  é a intensidade de absorção da gibbsita,  $R_{max}$  é o ponto de máxima reflectância entre as feições de absorção dos dois minerais,  $R_{2205}$  e  $R_{2265}$  são os valores da reflectância a 2205 e 2265 nm, respectivamente (Madeira Netto et al., 1995).

A partir da determinação das intensidades de absorção dos dois minerais pode-se calcular um índice IKi que é proporcional à relação molecular Ki. Madeira Netto et al. (1995) determinaram a seguinte relação espectral para a determinação de IKi .

$$IKi = \frac{I_{kaol}}{(I_{kaol} + I_{gib})} \quad (5)$$

Para 53 amostras de solo com grande variabilidade de grau de intemperismo, os valores de IKi e Ki apresentaram elevada correlação ( $r^2 = 0,98$ ) (Madeira Netto et al., 1995).

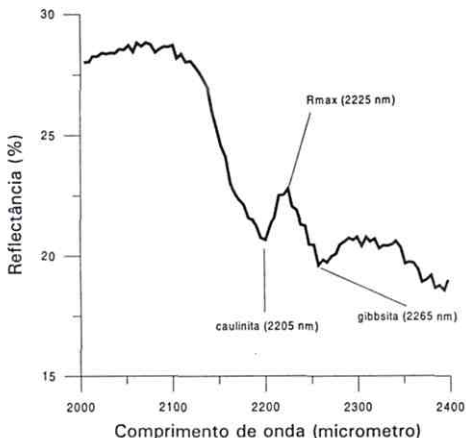


FIG. 16. Espectro de reflectância (2000 a 2400 nm) de uma amostra de solo com 38% de caulinita e 30% de gibbsita. Adaptado de Madeira Netto et al. (1995).

### Goethita ( $FeOOH$ ) e Hematita ( $Fe_2O_3$ )

Goethita ( $FeOOH$ ) (Figura 17) e hematita ( $Fe_2O_3$ ) (Figura 18) são as mais freqüentes ocorrências de minerais de ferro férrico ( $Fe^{3+}$ ) encontrados em solos tropicais. Eles resultam da oxidação do ferro presente como  $Fe^{2+}$  em minerais primários nos processos de formação de solos. A predominância de um ou de outro está relacionada

a fatores pedogenéticos e à compreensão de sua ocorrência é de grande importância nos estudos de solos tropicais.

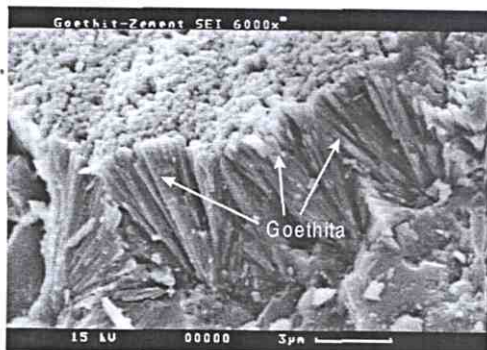


FIG. 17. Imagem de microscópio de varredura eletrônica (MEV) da goethita ( $\text{FeOOH}$ ).

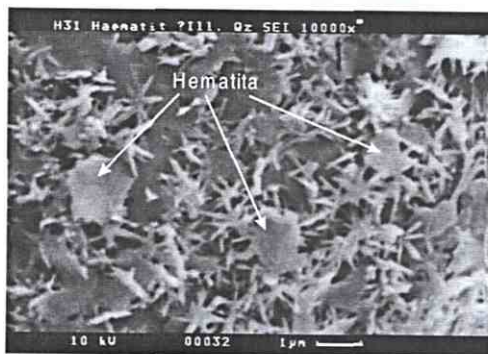


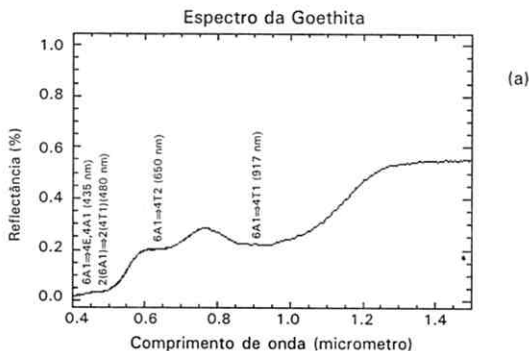
FIG. 18. Imagem de microscópio de varredura eletrônica (MEV) da hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Esses sesquióxidos de ferro apresentam-se diferenciados por meio de suas feições espectrais, principalmente no visível e no infravermelho próximo. Sherman & Waite (1985) demonstraram as principais transições eletrônicas de campo cristalino na faixa do visível e do infravermelho próximo da hematita e da goethita, conforme a Tabela 1.

**TABELA 1. Atribuição e localização das transições eletrônicas da hematita e goethita (adaptado de Sherman & Waite, 1985).**

Mineral	Transições eletrônicas			
	${}^6A_1 \Rightarrow {}^4T_1$	${}^6A_1 \Rightarrow {}^4T_2$	$2({}^6A_1) \Rightarrow 2({}^4T_1)$	${}^6A_1 \Rightarrow {}^4E, {}^4A_1$
Hematita	885 nm	650 nm	530 nm	445 nm
Goethita	917 nm	650 nm	480 nm	435 nm

A Figura 20 apresenta os espectros de reflectância difusa de uma goethita (a) e de uma hematita (b). A amostra de goethita (WS222 – da biblioteca espectral do USGS, Clark et al., 1993) é de Superior Mines, Marquette, Michigan, enquanto o espectro de hematita (GDS27 – USGS, Clark et al., 1993), é uma amostra sintética (Baker Analyzed Reagent).



**FIG. 20a. Espectros de reflectância difusa de goethita.**



### Espectro da Hematita

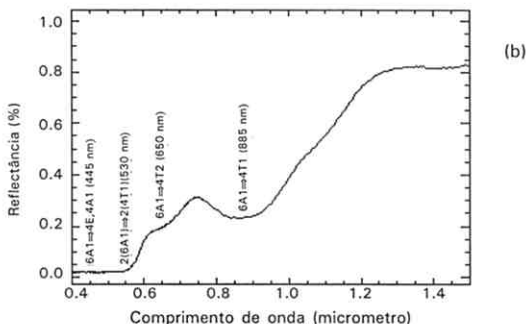


FIG. 20b. Espectros de refletância difusa da hematita.

### Relação Hematita/Goethita

Madeira Netto et al. (1997) propuseram índices baseados na refletância na faixa do visível para determinação dos teores de hematita e goethita de solos lateríticos, por meio de dados multiespectrais do sensor TM do Landsat 5 para a região de Brasília.

Para determinação do índice de hematita, os autores apresentaram a seguinte equação:

$$I_{Hm} = 10000 \frac{TM3^2}{TM1 \cdot TM2^3} \quad (6)$$

Onde  $I_{Hm}$  é o índice proporcional ao conteúdo de hematita dos solos; TM1, TM2 e TM3 são respectivamente as bandas 1, 2 e 3 do sensor TM do Landsat 5 (Madeira Netto et al., 1997).

O índice férrico utilizado para estimar a razão hematita/(hematita + goethita) é apresentado pela Equação 7:

$$I_{Fe} = \frac{STM3 - STM2}{STM3 + STM2} \quad (7)$$

Onde  $I_{Fe}$  é proporcional aos teores de hematita relativos ao total dos óxidos de ferro livres (hematita mais goethita); STM2 e STM3 são respectivamente as bandas 2 e 3 do sensor TM do Landsat 5 simuladas com base na convolução dos espectros (Madeira Netto et al., 1997).

### *Ilmenita ( $FeTiO_3$ ) e Magnetita ( $Fe_3O_4$ )*

Solos derivados de materiais máficos podem apresentar quantidade significativa de minerais opacos tais como magnetita (Figura 21) e ilmenita. Esses minerais são provenientes de materiais de origem e não são produtos de alteração e sua identificação é muito útil para o mapeamento geológico e pedológico (Madeira Netto, 1996).

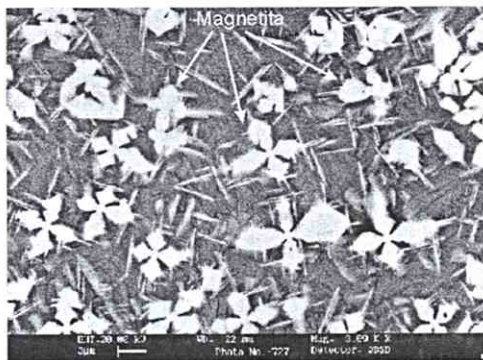


FIG. 21. Imagem de Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV) da magnetita ( $Fe_3O_4$ ).

Hunt et al. (1971) afirmaram que esses minerais são encontrados, às vezes, em veios ou grandes massas como produto de segregação magmática ou em lentes em material metamórfico. São mais comumente encontrados como minerais acessórios em rochas ígneas e ainda associados às frações grosseiras de areias de praias e rios.

Os espectros de reflectância desses materiais apresentam feições espectrais denominadas de opacas. Os valores de reflectância de seus espectros são normalmente inferiores a 5% em toda a faixa do visível e do infravermelho próximo (Hunt et al., 1971). Strens & Wood (1979) estudaram as feições opacas desses minerais. Para a magnetita, as absorções são atribuídas às transferências de carga entre os íons  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ;  $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{O}$ ;  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{O}$ , e pelas transições intra-iônicas nos íons  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ . Para a ilmenita, as absorções foram atribuídas às transferências de carga  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{O}$ ;  $\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{O}$ ;  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$  e para a transição intra-iônica nos íons  $\text{Fe}^{2+}$ . A ação combinada dessas feições é intensificada pela presença das feições espectrais do ferro e do titânio que se estendem do ultravioleta ao visível (Hunt et al., 1971; Madeira Netto, 1993; 1996). Os espectros desses dois minerais opacos são apresentados na Figura 22.

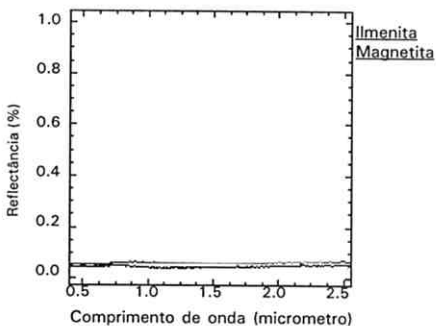


FIG. 22. Espectros de reflectância da ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) e da magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ).

## Umidade do solo

A umidade afeta a refletância do solo por causa das bandas de absorção da água em 760, 970, 1190, 1450 e 1940 nm e provoca diminuições na intensidade de refletância ao longo de todos os intervalos espectrais (Curcio & Petty, 1951 apud Madeira Netto, 1996).

Bedidi et al. (1992) realizaram um estudo sobre os efeitos da umidade nas características espectrais de solos lateríticos. Esses autores afirmaram que a modificação das propriedades espectrais de um solo quando umedecido depende de seus componentes minerais (Figura 23).

O comportamento espectral devido a variações de umidade é mais complexo para solos lateríticos quando contêm sesquióxidos que produzem feições entre 400 nm e 700 nm. Qualquer material que contenha substância absorvedora deve induzir variações de refletância semelhantes na região visível do espectro quando é umedecido (Bedidi et al., 1992).

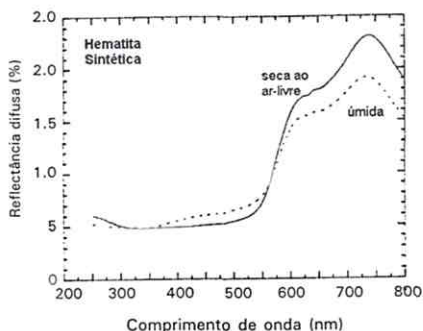


FIG. 23. Espectros de reflectância da hematita sintética ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) seca ao ar livre e úmida, adaptado de Bedidi et al. (1992).

Ocorre uma mudança do matiz para o vermelho quando têm-se altas taxas de umidade e uma diminuição sistemática da pureza. A variação da cor é devida à variação de reflectância que depende do teor de água e de sua distribuição no sistema de porosidade macro e micro do solo; essa distribuição é fixada pela textura e pela estrutura do solo (Bedidi et al., 1992).

Diversos autores estudaram o efeito de umidade na reflectância do solo (Bowers & Hanks, 1965; Bedidi et al., 1992; Madeira Netto, 1993; 1996). Bowers & Hanks (1965) afirmaram que a reflectância global diminui quase linearmente com conteúdos crescentes de umidade do solo. Porém, para solos que apresentam bandas de absorção fortes como os lateríticos os efeitos de umidade dependem do comprimento de onda, da posição e da intensidade das bandas de absorção dos minerais (Bedidi et al., 1992).

Bedidi et al. (1992) afirmaram que para interpretar as variações espectrais não lineares das umidades do solo, tem de se levar em conta que a água possui um índice de refração médio mais alto ( $N = 1,33$ ) que o ar ( $N = 1$ ).

Devido ao fato de a água ser transparente na faixa do visível, só se muda o índice de refração médio pelo ar que penetra nos solos secos e pela água que entra nos solos saturados. Essa variação no índice de refração médio induz mudanças nos espectros de reflectância que dependem da existência, da localização e da intensidade das bandas de absorção (Bedidi et al., 1992).

A absorvância dos diferentes componentes minerais dos solos determina a contribuição para a reflectância total: a reflectância aumenta com o índice de refração médio e diminui quando os minerais são altamente absorvedores, considerando-se que o componente especular comporta-se de modo oposto. O predomínio de um desses dois componentes rege o comportamento da reflectância total (Bedidi et al., 1992).

Existe uma relação íntima entre as propriedades espectrais e o comportamento pedoédrico dos solos que deve ser quantificada, principalmente, pela redução do albedo observado e, simultaneamente, pelas medidas de reflectância espectral para diferentes taxas de umidade (Bedidi et al., 1992).

Essa relação pode ser usada para medir parâmetros pedoédricos, como o potencial hídrico e derivar aplicações de sensoriamento remoto para agricultura e ciência de solo.

### Matéria orgânica

A matéria orgânica do solo (MO) é um termo genérico para uma mistura complexa de substâncias de carbono com características físicas e químicas variáveis. Normalmente, é classificada em três categorias amplas: húmus, ácidos fúlvicos e ácidos húmicos. A proporção dessas combinações nos solos pode variar, sensivelmente, e depende dos fatores de formação tais como as condições climáticas, os organismos vivos que os originaram, a composição dos materiais inorgânicos do solo, entre outros (Flaig et al., 1975).

Karmanov (1968) afirmou que as propriedades espectroscópicas dos solos são afetadas, principalmente, pelo acúmulo de substâncias húmicas escuras responsáveis pela redução do coeficiente de brilho. As substâncias húmicas escuras ocasionam um matiz acinzentado no solo o que tenderia a aproximar a coloração do acromático, resultando em uma redução dos coeficientes de cor.

Galvão e Vitorello (1998) afirmaram que a MO é o principal componente responsável pela redução da reflectância na faixa de 600 a 750 nm e que a presença de mais que 1,7% de MO oblitera as características espectrais do ferro, induzindo a uma redução maior que 40% na correlação entre o conteúdo total de ferro ( $Fe_2O_3$ ) e a reflectância.

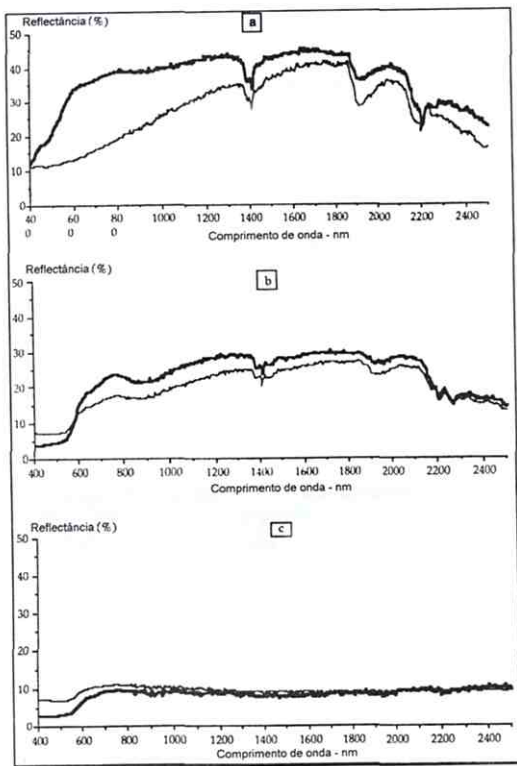
Depois da remoção da MO por meio de tratamento químico, os solos apresentaram veios ligeiramente avermelhados e são mais saturados e mais luminosos que as amostras sem tratamento. As amostras tratadas apresentaram aumento significativo da reflectância (mais que 100%). Segundo Galvão & Vitorello (1998) o resultado geral da remoção de MO foi o aumento de albedo e um aplainamento na forma dos espectros.

Após o tratamento de remoção da MO, o aumento nos valores dos atributos de cor e na profundidade das bandas de absorção ao redor de 900 nm é menos acentuado em solos com conteúdo de  $Fe_2O_3$  maior que 10% por causa da presença de outros materiais opacos (Galvão & Vitorello, 1998).

Madeira Netto (1993) demonstrou que o efeito da extração da matéria orgânica na reflectância é muito diferente para três latossolos com teores de óxidos de ferro diferentes.

Quando o teor de ferro está próximo de zero, a reflectância aumenta para o intervalo de 400 a 2500 nm (Figura 22a). Para solos com um teor alto de óxidos de ferro e nenhum mineral opaco, a eliminação da matéria orgânica aumenta a reflectância nos comprimentos de onda abaixo 600 nm e diminuiu para o restante do espectro (Figura 22b). Para solos ricos em materiais opacos (magnetita e ilmenita) a reflectância diminui em quase todo o espectro após a remoção da matéria orgânica (Figura 22c) (Madeira Netto, 1993; 1996).

Palacios-Orueta & Ustin (1998), utilizando análises estatísticas de componentes principais, afirmaram que os sensores aerotransportados e de plataforma orbital permitem a detecção espectral e a quantificação dos óxidos de ferro e da matéria orgânica dos solos. Os autores enfatizaram que a variabilidade produzida pelos teores de ferro e pela matéria orgânica encontram-se resumidos na segunda e terceira componentes.



**FIG. 24.** Efeito da eliminação da matéria orgânica nos espectros de reflectância de três latossolos. As linhas mais escuras representam os espectros das amostras com matéria orgânica e as mais finas os espectros de amostras após a remoção da matéria orgânica. Adaptado de Madeira Netto (1993).



## Tamanho de partículas

Simmons (1972) apresentou uma teoria geral do efeito do tamanho de partícula na reflectância, por meio de equação que mostra uma relação inversa entre eles. A explicação para esse comportamento reside no fato de que os materiais mais finos apresentam uma superfície mais plana com menos porosidade para capturar a luz incidente.

Os trabalhos experimentais de Bowers & Hanks (1965) que estudaram a reflectância da caulinita e da bentonita e Orlov (1966) de agregados de solo confirmaram essa teoria. Este autor propôs uma relação exponencial entre o tamanho da partícula e a reflectância. Para partículas maiores que 2 mm de diâmetro não há praticamente nenhuma variação na reflectância e a equação seguinte explica seus resultados:

$$R = k 10^{-nd} = R_a \quad (8)$$

Onde R é a reflectância; d é o diâmetro do agregado;  $R_a$  é a reflectância dos agregados sobre os quais não há nenhum efeito adicional devido ao tamanho da partícula; k e n são constantes que dependem de tipo de solo (Orlov, 1966).

Morris et al. (1985) estudaram, em detalhe, os óxidos férricos e o porquê de a banda de absorção diminuir rapidamente de intensidade. Isso ocorre por causa do aumento da superfície em relação ao volume, em virtude do pequeno tamanho dos grãos, resultando na maior proporção dos limites do grão em que os efeitos de campo cristalino são diferentes e resultam na redução da junção magnética e a força de absorção, portanto, é reduzida.

Outros óxidos férricos provavelmente apresentam efeitos semelhantes. Espectros de reflectância de óxidos de ferro apresentam bandas de absorção mais fortes à medida que muda significativamente o tamanho dos grãos (Morris et al., 1985). Isso pode ser observado na Figura 25.

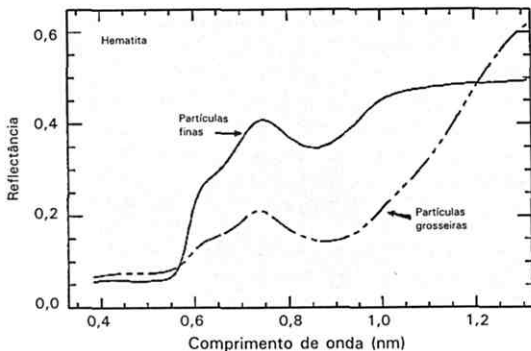


FIG. 25. Variação da intensidade de reflectância da hematita em função do tamanho dos grãos.

Madeira Netto (1993) baseou-se nas feições de absorção da caulinita e da gibbsita para determinar a textura para os latossolos. Esses minerais são os principais componentes da fração argila desses solos e portanto apresentam boa correlação entre a soma desses minerais e o teor de argila.

As feições espectrais da caulinita e da gibbsita estão integradas na banda TM7 e na banda TM5 não havendo nenhuma feição específica relacionada aos minerais da fração argila que ocorrem na maioria dos latossolos. Madeira Netto (1993) propôs uma relação para expressar o teor de argila (Equação 9). A análise de regressão linear de 52 amostras mostrou correlação significativa entre a relação  $(TM5 - TM7)/TM5 + TM7$  e teor de argila, com um erro inferior a 5% e um coeficiente de correlação  $r = 0.80$ .

$$IT \times (STM) = \frac{STM5 - STM7}{STM5 + STM7} \quad (9)$$

Onde  $IT \times (STM)$  é o índice proporcional à textura dos solos; STM5 corresponde à banda 5 simulada por meio de convolução dos espectros obtidos em laboratório; e o STM7 = a banda 7 simulada.

A Figura 26 apresenta os espectros de dois solos com teores diferenciados de argila, sendo um com 26% e outro com 83%. Pode-se notar que o mais argiloso apresenta-se mais inclinado na porção do espectro de 1500 a 2500 nm, enquanto no solo mais arenoso, com menor inclinação. Como a banda TM5 cobre o intervalo de 1550 a 1750 nm que não apresenta feições de argilominerais, e a banda TM7, o de 2080 a 2350 nm, apresentando as feições dos principais argilominerais encontrados nos solos tropicais, a relação proposta por Madeira Netto (1993) ressaltaria as variações texturais dos solos.

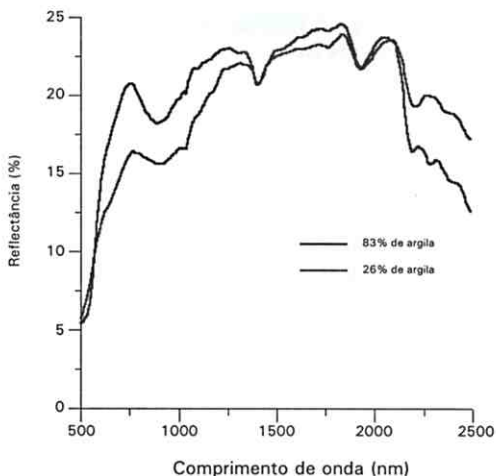


FIG. 26. Comparação entre os espectros de reflectância de solos com variação de teor de argila.

## RESOLUÇÃO DE BANDAS ESPECTRAIS

Clark (1999) considerou que quatro parâmetros gerais definem a capacidade de um espectrômetro (sistema sensor): a faixa espectral; a largura das bandas espectrais; a amostragem espectral; e a razão *signal/ruído*.

A faixa espectral deve recobrir porções suficientes do espectro para percepção das feições de absorção dos diversos minerais. Segundo esse autor em sensoriamento remoto empregam-se usualmente as faixas espectrais com as seguintes nomenclaturas: de ~ 0,4 a 1,0  $\mu\text{m}$ , chamada de visível e infravermelho próximo; de 1,0 a 2,5  $\mu\text{m}$ , infravermelho de ondas curtas. A faixa do infravermelho termal situa-se a partir de 2,5 a 3,0  $\mu\text{m}$  até 14  $\mu\text{m}$  com seu pico máximo em torno de 10  $\mu\text{m}$  (Clark, 1999).

Esse autor define a largura da banda espectral como a largura de um canal espectral individual no espectrômetro. Quanto mais estreita for a largura da banda espectral, mais precisa será a determinação da feição de absorção do mineral. Alguns sistemas sensores possuem bandas largas e não espectralmente contíguas, não sendo considerados como espectrômetros. O sistema Landsat e o MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) não permitem a percepção de feições de absorção estreitas. A Figura 27, desenvolvida por Green (AVIRIS Website), representa como o sensor Landsat TM5 captaria as feições de absorção de três minerais.

A caulinita apresenta sua feição espectral mais característica em 2200 nm. Já a dolomita, assim como a gibbsita, apresenta sua feição principal, utilizada para sua identificação em 2300 nm. As feições espectrais utilizadas para identificação da caulinita e da dolomita (ou a gibbsita, por exemplo) não podem ser discriminadas, pois aparecem integradas na banda 7 (2080 a 2350 nm) do sistema sensor TM5 do Landsat.

Outros sistemas, como é o caso do AVIRIS (Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer) de propriedade do Jet Propulsion Laboratory (JPL/NASA), apresentam largura de bandas espectrais estreitas com espaçamento contíguo e permitem a identificação de feições características dos minerais (Clark, 1999). A Figura 28 apre-

senta os espectros obtidos para a mesma mancha de solo exposto, localizada no Município de São João d'Aliança, Goiás, por meio dos sensores Landsat TM5 e AVIRIS.

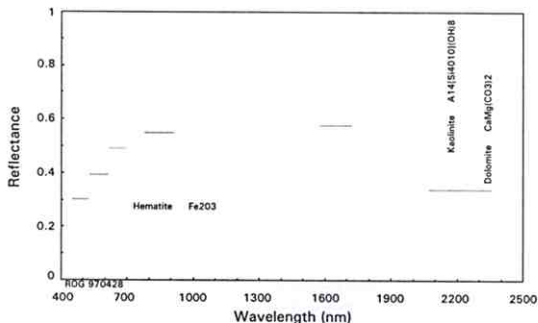


FIG. 27. Espectro de reflectância da mistura de três minerais pelo sensor TM5 do Landsat.

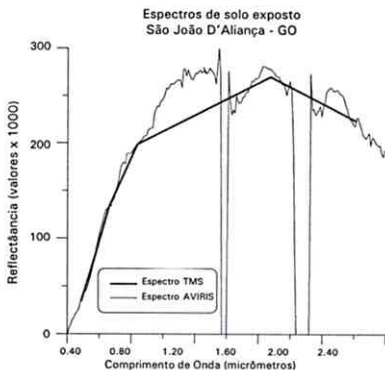


FIG. 28. Comparação dos espectros de reflectância obtidos para mesma mancha de solo exposto, por meio do sensor Landsat TM5 e do AVIRIS.

A forma do perfil da banda também é importante. O ideal seria que cada canal de um espectrômetro rejeitasse toda radiação que não estivesse dentro do alcance estreito determinado de comprimento de onda, mas geralmente, devido a efeitos ópticos muito complexos, a radiação pode difundir-se dentro do sistema óptico ou dentro do sistema de filtros bloqueadores. A função que melhor se ajusta ao perfil de banda mais comum em espectrômetros é o gaussiano. Normalmente, a largura do perfil é definida como a largura em comprimento de onda em 50% do nível de resposta da função do detetor, como mostrado na Figura 29, chamado de largura a meia altura (FWHM) (Clark, 1999).

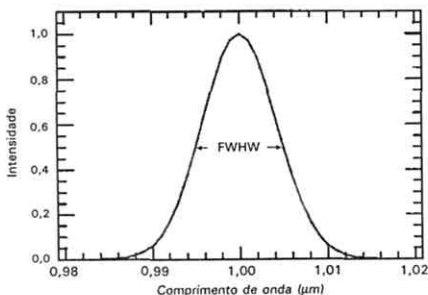


FIG. 29. Perfil gaussiano com a largura a meia altura (FWHM) de 10 nm. Esse perfil é típico de espectrômetros como AVIRIS que tem 224 perfis com espaçamento aproximado de 10 nm. (Modificado de Clark, 1999).

A amostragem espectral é a distância, em comprimento de onda ( $\lambda$ ), do perfil da amplitude da banda espectral para cada canal no espectrômetro como uma função de comprimento de onda ( $\lambda$ ). A amostragem espectral é freqüentemente confundida com a amplitude da banda, porém a teoria demonstra que para solucionar uma das duas características espectrais é necessário ter duas amostras. Essas amostras devem ser bastante próximas para possibilitar a medição das localizações do cume (o pico) e do vale (feição de absorção). O teorema de Nyquist determina que o máximo de informação é obtida das amostras

à metade do FWHM. Porém, às vezes, a geometria do espectrômetro dita uma amostragem diferente, mas muitos dos espectrômetros modernos em uso (por exemplo o AVIRIS) realizam o intervalo de amostragem aproximadamente igual ao FWHM (Clark, 1999).

A razão sinal/ruído (S/N) visa à obtenção de espectros com bastante precisão que permitem registrar todos os detalhes. O S/N é dependente da sensibilidade dos detetores, da largura da banda espectral, da intensidade da luz refletida ou emitida pela superfície. Algumas características espectrais são muito fortes e uma razão S/N pequena permite identificá-las enquanto outras feições são muito fracas e é necessária uma razão S/N mais alta (Swayze et al., 1997), conforme pode ser visto na Figura 30.

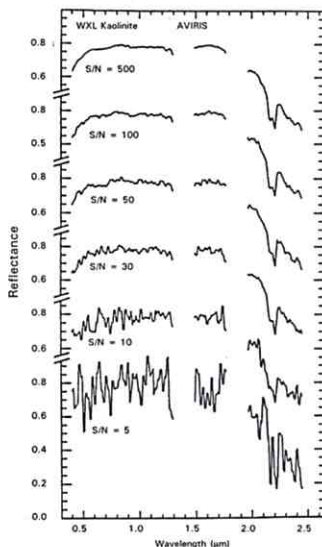


FIG. 30. Relação entre o valor da razão sinal/ruído e o espectro de reflectância de uma amostra de caulinita (Swayze et al., 1997).

## DETERMINAÇÃO DE CORES UTILIZANDO OS ESPECTROS DE REFLECTÂNCIA

### Conceitos

As cores resultam da interação da luz com a retina. Isso origina um sinal que é transmitido até o cérebro pelo nervo óptico. Assim, as cores que percebemos resultam de uma seqüência de processos quais sejam:

1. A luz, produzida por uma fonte qualquer deve atingir o objeto visado;
2. Uma parte dessa luz deve ser modificada pela reflectância ou transmitância de uma substância;
3. Essa luz modificada deve chegar aos componentes ópticos e fisiológicos do olho;
4. Por meio de um sinal, essa luz deve alcançar o cérebro.

### Cores primárias

1. Aditivas: azul, verde e vermelho
2. Subtrativas: amarelo, magenta e ciano

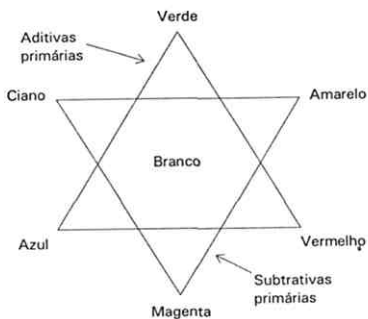


FIG. 31. Cores primárias aditivas e subtrativas.



Existem diferentes maneiras pelas quais a cor pode ser produzida: absorção, espalhamento, interferência, fluorescência e dispersão.

A absorção seletiva da luz por substâncias e a reflexão da porção remanescente são a razão pela qual a maior parte dos objetos parecem coloridos.

Assim, uma luz branca, incidindo sobre uma substância que absorve a luz azul e reflete o vermelho e o verde produzirá a cor amarela.

As substâncias que aparecem em apenas uma das cores primárias subtrativas (amarelo, magenta ou ciano) absorvem apenas uma das cores aditivas primárias e refletem as outras duas.

As substâncias aparecem brancas porque refletem igual e completamente a luz em todos os comprimentos de onda. Aparecem cinza quando refletem apenas parte da energia incidente. As substâncias pretas absorvem toda a radiação incidente.

O espalhamento ocorre quando o tamanho das partículas na atmosfera é menor que o tamanho do comprimento de onda da energia incidente (efeito *Rayleigh*). Como no espalhamento *Rayleigh* a quantidade espalhada é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda quanto menor for o comprimento de onda maior será o espalhamento. Essa é uma das razões pelas quais o céu é azul.

## Sistemas colorimétricos

Existem vários sistemas de medida de cor que podem ser agrupados em três grandes categorias: psicológico, psicofísico e físico, sendo exemplo desses respectivamente os sistemas Munsell, CIE e Densitométrico-Munsell. Desses, vamos nos interessar particularmente pelo sistema CIE por ser derivado dos espectros de reflexão.

## CIE

O Sistema da Comissão Internationale de l'Eclairage (CIE) baseia-se em três funções de mistura:  $r(\lambda)$ ,  $g(\lambda)$ ,  $b(\lambda)$ , (Figura 32)

que caracterizam as aptidões visuais de um observador de referência aos estímulos vermelho (r), verde (g) e azul (b). Essas funções apresentam um ponto de máximo no comprimento de onda das cores primárias que as correspondem. A função de mistura  $r\lambda$  apresenta uma parte negativa com o mínimo entre as outras primárias. Para evitar esses valores negativos que tornam difíceis a concepção dos aparelhos colorimétricos, a CIE definiu outro sistema de cores primárias, ditas virtuais que não traduzem uma realidade física. Essas cores são derivadas do sistema tricromático real e produzem novas funções de mistura:  $x(\lambda)$ ,  $y(\lambda)$ ,  $z(\lambda)$ , com valores sempre positivos.

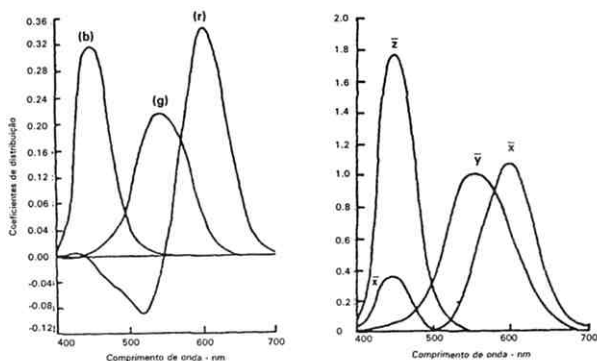


FIG. 32. Valores triestímulos CIE  $x$ ,  $y$ ,  $z$ .

Os elementos do sistema colorimétrico CIE são portanto:

1. os valores triestímulos  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  que correspondem às três cores primárias virtuais  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ;
2. as coordenadas cromáticas  $x$  e  $y$  deduzidas dos triestímulos  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  e destinadas à representação gráfica dos resultados colorimétricos nos diagramas de cromaticidade;

- observador de referência, definido pelas funções de mistura:  $x(\lambda)$ ,  $y(\lambda)$ ,  $z(\lambda)$ ;
- as fontes de iluminação normalizadas que definem as distribuições espectrais  $S(\lambda)$  dos estímulos de referência.

Os valores das funções de mistura  $x(\lambda)$ ,  $y(\lambda)$ ,  $z(\lambda)$  e de  $S(\lambda)$  são dados em tabelas (Wiszecki & Stiles, 1982).

Para um objeto com um espectro de reflectância  $R(\lambda)$ , os valores dos três estímulos  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  são calculados por:

$$X = \sum_{380}^{770} \bar{x}(R\lambda H\lambda \Delta\lambda)$$

$$Y = \sum_{380}^{770} \bar{y}(R\lambda H\lambda \Delta\lambda)$$

$$Z = \sum_{380}^{770} \bar{z}(R\lambda H\lambda \Delta\lambda)$$

e das coordenadas cromáticas  $x$ ,  $y$ , por:

$$x = \frac{X}{X + Y + Z}$$

$$y = \frac{Y}{X + Y + Z}$$

O brilho da cor é caracterizada por  $Y\%$  calculado como segue:

$$Y\% = 100 \cdot \frac{\sum_{380}^{770} \bar{y}(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot R(\lambda) \cdot \Delta(\lambda)}{\sum_{380}^{770} \bar{y}(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot \Delta(\lambda)}$$

Como as coordenadas cromáticas  $x$ ,  $y$  não têm significado visual, sua interpretação fica difícil. Para tanto, pode-se calcular o comprimento de onda dominante (correlacionável ao matiz) e a saturação (correlacionável ao croma) da cor  $Pe\%$ .

O diagrama de cromaticidade facilita a compreensão dessas grandezas.

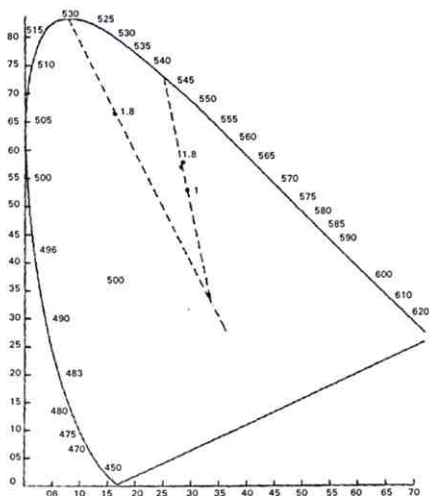


FIG. 33. Diagrama de cromaticidade. O ponto C representa a cor da fonte; o ponto M representa a cor da amostra.

Esse diagrama é a representação gráfica dos pares  $(x, y)$  das coordenadas cromáticas. Os pontos correspondentes às cores monocromáticas definem uma linha curva graduada em unidades de comprimento de onda. A extremidade vermelha da curva é ligada à extremidade azul por uma linha reta denominada de linha dos púrpuros. No interior do diagrama, toda cor é representada por um único par de coordenadas  $(x, y)$ . A localização do ponto correspondente à fonte C ( $x = 0,3101$ ;  $y = 0,3162$ ) está indicada no diagrama.

A intersecção da reta ligando o ponto C (fonte padrão) e o ponto M (representando uma cor qualquer) com o diagrama mostra o comprimento de onda dominante ( $\lambda_d$ ) e corresponde ao matiz do objeto M iluminado pela fonte C.

A razão entre os comprimentos dos segmentos CM e CL define a saturação da cor.

Alguns trabalhos têm sido feitos demonstrando as relações existentes entre as cores e as propriedades de reflectância dos solos (Escadafal et al., 1988) outros indicam ser possível a determinação semiquantitativa de certos componentes do solo e índices derivados dos parâmetros cromáticos. Resultados particularmente interessantes foram obtidos em estimativas de óxidos de ferro (Torrent et al., 1983; Madeira Netto et al., 1997; Barron e Montalegre, 1986).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAPTISTA, G.M.M.; MARTINS, E.S.; MADEIRA NETTO, J.S.; CARVALHO JR., O.A.; MENESES, P.R. Use of AVIRIS Data for Mineralogical Mapping in Tropical Soils, in the District of São João D'Aliança, Goiás. In: JPL AIRBORNE EARTH SCIENCE WORKSHOP, 7., 1998, Pasadena. **Summaries**. Pasadena: NASA, 1998a. p.33-42.
- BARRON, V.; MONTALEGRE, L.. Iron oxides and color of triassic sediments: application of the Kubelka-Munk theory. **American Journal of Science**, New Haven, CT, v.286, p.792-802, 1986.
- BEDIDI, A.; CERVELLE, B.; MADEIRA NETTO, J.S.; POUGET, M. Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. **Soil Science**, Baltimore, MD, v.153, n.2, p.129-141, 1992.
- BOWERS, S.A.; HANKS, R.J. Reflectance of radiant energy from soils. **Soil Science**, Baltimore, MD, v.100, p.130-138, 1965.
- BURNS, R. **Mineralogical applications of crystal field theory**. Cambridge: Cambridge University Press, 1993.
- CLARK, R.N. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: RENCZ, A.N., ed. **Manual of remote sensing: remote sensing for the earth science**. New York: J. Wiley 1999.

- CLARK, R.N.; SWAYZE, G.A.; GALLAGHER, A.; KING, T.V.V.; CALVIN, W.M. The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 mm. *U.S.G.S. Open File Report*, p.93-592, 1993.
- DOZIER, J.; GOETZ, A.F.H. HIRIS: Eos instrument with high spectral and spatial resolution. *Photogrammetria*, v.43, p.167-143, 1989.
- ESCADAFAL, R.; GIRARD, M.C.; COURAULT, D. La couleur des sols: appréciation, mesure et reallions avec les propriétés spectrales. *Agronomie*, v.8, p.147-154, 1988.
- FLAIG, W.; BEUTELSPACHER, H.; RIETZ, E. Chemical composition and physical properties of humic substances. In: GIESEKING, J.E., ed. *Soil components: organic components*. New York: Springer-Verlag, 1975. v.1.
- GALVÃO, L.S. Conceitos básicos sobre sensoriamento remoto hiperespectral. Notas de aula.
- GALVÃO, L.S.; VITORELLO, I. Role of organic matter in obliterating the effects of iron on color and on spectral reflectance of Brazilian tropical soils. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.191, p.969-1979, 1998.
- HLAVAY, H.; JONAS, K.; ELEK, S.; INCZEDY, J. Characterization of the particle size and christallinity of certain minerals by infrared spectrophotometry and other instrumental methods – I. Investigations on clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, Boulder, CO, v.25, p.451-456, 1977.
- HUNT, G.R. Eletromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In: SIEGEL, B.S.; GILLESPIE, .A.R., ed. *Remote sensing in geology*. New York: .J. Wiley, 1980.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. *Modern Geology*, Amsterdam, v.1, p.283-300, 1970.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, Amsterdam, v.2, p.195-205, 1971.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicates. *Modern Geology*, Amsterdam, v.4:p.85-106, 1973.
- KARMANOV, I.I. Genesis and geography of soils: application of spectrophotometric coefficients to the study of soil-forming processes. *Soviet Soil Science*, Washington, DC, v.2, p.152-165, 1968.

- LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W. **Remote sensing and image interpretation**. New York: J. Wiley, 1994.
- MADEIRA NETTO, J.S. **Étude quantitative des relations constituants minéralogiques – réflectance diffuse des latosols brésiliens: application à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (région de Brasília)**. Paris: Éd. l'ORSTOM, 1993.236p. (ORSTOM. Collection Etudes et Theses).
- MADEIRA NETTO, J. S.; BÉDIDI, A.; CERVELLE, B.; FLAY, N. Spectral (MIR) Determination of Kaolinite and Gibbsite Contents in Lateritic Soils. **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie Ila**, t.321, p.119-128, 1995.
- MADEIRA NETTO, J.S. Spectral reflectance properties of soils. **Photo Interprétation**, Paris, v.2, p.59-76, 1996.
- MADEIRA NETTO, J.S.; BEDIDI, A.; CERVELLE, B.; POUGET, M.; FLAY, N. Visible spectrometric indices of hematite (Hm) and goethite (Gt) content in lateritic soils: the application of a Thematic Mapper (TM) image for soil-mapping in Brasília, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.18, p.2835-2852, 1997.
- MENESES, P.R.; FERREIRA JR., L.G. **Comportamento espectral de alvos naturais como base para a interpretação de imagens multiespectrais**. Brasília: UnB, 1995. 76p. (Coleção Textos Universitários).
- MORRIS, R.V.; LAUER, H.V.; LAWSON, C.A.; GIBSON JR., E.K.; NACE, G.A.; STEWART, C. Spectral and other physiochemical properties of submicron powders of hematite ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), maghemite ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), goethite ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ), and lepidochrosite ( $\gamma\text{-FeOOH}$ ). **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v.90, p.3126-3144, 1985.
- NASSAU, K. The origins of color in minerals. **American Mineralogist**, Washington, DC, v.63, p.219-229, 1978.
- ORLOV, D.S. Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particles (aggregate) size on reflectivity. **Science Papers of High School Biology**, v.4, p.206-210, 1966.
- PALACIOS-ORUETA; A.; USTIN, S.L. Remote sensing of soil properties in the Santa Monica Mountains I. Spectral Analysis. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.65:170-183.

- SHERMAN, D.M.; WAITE, T.D. Electronic spectra of Fe<sup>3+</sup> oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. **American Mineralogist**, Washington, DC, v.70, p.1262-1269, 1985.
- SIMMONS, E.L.. Relation of the diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters. **Optica Acta**, v.19, p.845-851, 1972.
- STRENS, R.G.J.; WOOD, B.J. Diffuse reflectance and optical properties of some iron and titanium oxides and oxihydroxides. **Mineralogical Magazine**, London, v.43, p.347-354, 1979.
- SWAYZE, G.A.; CLARK, R.N.; GOETZ, A.F.H.; GORELICK, N.S.; CHRIEN, T.G. Spectral identification of surface materials using imaging spectrometer data: evaluating the effects of detector sampling, bandpass, and signal to noise ratio using the U.S.G.S. Tricorder Algorithm. 1997. Submetido ao *J. Geophys. Res.* (USGS Website).
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; FETCHER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil color and hematite content. **Soil Science**, Baltimore, MD, v.136, p.354-358, 1983.
- WYSZECKI, G., STILES, W.S. **Color science: concept and methods, quantitative data and formulae**. New York: J. Wile, 1982.