COMPORTAMENTO DA REFLECTÂNCIA ESPECTRAL DE FILITOS CARBONOSOS MINERALIZADOS EM OURO

PAULO ROBERTO MENESES¹; ROSÂNGELA CEZAR PIMENTEL PONTARA²; FLÁVIO HENRIQUE FREITAS SILVA²; JOSÉ CARLOS MADEIRA NETO³**ABSTRACT SPECTRAL REFLECTANCE BEHAVIOR OF CARBONACEOUS PHYLLITES MINERALIZED WITH GOLD**

Visible and infrared bidirectional factor reflectance spectra of twenty-four rock samples of gold-mineralized phyllites were measured in laboratory aiming to analyse the influence of the organic matter on rock spectral behavior. The spectra were collected using a reflectance spectrometer in the interval from 0.4 – 2.5 μm . The data have shown that the presence of organic matter with content up to 0.1% places strong influence in the spectra, reducing the reflectance to values below 25%, obliterating almost totally the absorption features present in the minerals. It was also observed that the organic matter has greatest influence in the infrared spectrum. This is shown in the spectral curves by a typical linear decrease between the wavelength range from 0.9 μm up to 2.2 μm . By measuring the slope of each spectral curve it was possible to determine that the slope is inversely proportional to the organic matter content. This allow us to distinguish three groups of spectral classes for the phyllites. However, due to a process of supergenic oxidation of the organic matter by tropical weathering, the exposed phyllites outcrops have their near-infrared spectra dominated by the presence of typical Fe^{3+} bands. Therefore, these spectra assume a behavior exactly the same as that of common sericite phyllites, which show strong absorption bands of muscovite/illite and an albedo over 50% of reflectance besides the iron hydroxide absorption bands.

Keywords:

RESUMO Com o objetivo de analisar a influência de matéria orgânica no comportamento espectral de rochas, mediu-se em laboratório os espectros de fator de reflectância bidirecional do visível ao infravermelho (0,4 a 2,5 μm), de vinte e quatro amostras de filitos carbonosos de áreas mineralizadas em ouro, usando-se um espectrômetro de reflectância de alta resolução. Os espectros mostraram que a presença de matéria orgânica, até o limite de 0,1%, exerce forte influência no comportamento espectral da rocha, reduzindo a reflectância para valores abaixo de 25% e obliterando quase por completo as feições de absorções presentes nos minerais. Foi observado que a matéria orgânica exibe maior influência no intervalo espectral do infravermelho. Isso se mostra na forma das curvas espectrais por um típico decréscimo linear da reflectância entre o intervalo de comprimentos de onda de 0,9 μm a 2,2 μm . Medindo-se a taxa de declividade de cada curva espectral foi possível verificar que a declividade é menor quanto maior é o conteúdo da matéria orgânica, o que permitiu distinguir três grupos de classes espectrais para as amostras de rochas filíticas medidas. Contudo, devido a um processo de oxidação supergênica da matéria carbonosa, os filitos mais expostos na superfície tem seus espectros no infravermelho próximo dominados pela presença de típicas bandas de Fe^{3+} . Desta forma, os filitos negros carbonosos assumem um comportamento exatamente igual aos espectros de comuns sericita filitos, que ao lado das bandas de hidróxidos de ferro, mostram também fortes bandas de muscovita/ilita e um albedo superior a 50% de reflectância.

Palavras-chaves: reflectância, sensoriamento remoto, matéria orgânica, filitos, ouro.

INTRODUÇÃO O uso de imagens de sensores remotos para o mapeamento e discriminação de alvos geológicos está baseado nas propriedades da radiação eletromagnética solar refletida de unidades elementares da superfície do terreno (ERT). Nas imagens, os ERT estão codificados em números digitais, cujos valores correspondem à medida de um complexo processo de trocas da energia transmitida por ondas eletromagnéticas, com a energia contida nos átomos e moléculas dos minerais da rocha. Sob esta óptica, a interpretação de uma imagem é, essencialmente, um exercício da descoberta e entendimento de como interage a radiação eletromagnética com o material, a fim de se descobrir informações ou propriedades relacionadas com a sua natureza intrínseca, i.e., com a composição de seus constituintes. Assim, busca-se nas imagens identificar pelas respostas espectrais dos materiais, que tipo de rocha ou minério pode estar presente numa área. O sucesso desta análise depende do número de bandas que o sensor possui e, principalmente, do conhecimento do intérprete sobre os fatores que controlam o comportamento espectral da reflectância dos minerais e das rochas. Este conhecimento é obtido de medidas espectrais feitas em laboratório ou no campo, usando-se espectrorradiômetros de alta resolução.

No momento atual, as medidas de reflectância tornam-se importantes diante da nova geração de sensores imageadores hiperespectrais, qualificados de espectrômetros imageadores, porque, operando com mais de uma centena de bandas, permitem reconstituir com detalhe as feições espectrais que possibilitam identificar um mineral ou uma rocha. A análise de imagens com esta dimensão de resolução espectral permite que os valores digitais dos pixels das imagens possam ser convertidos em valores de reflectância aparente e comparados com os espectros de reflectância obtidos em laboratório ou em campo, possibilitando que a natureza do material presente naquele ERT seja determinada. Isso constitui um novo paradigma no processo de interpretação de imagens de sensores remotos no espectro óptico.

Dentro deste contexto, obteve-se em laboratório espectros de reflectância de amostras de filitos carbonosos de áreas mineralizadas

em ouro, situadas na porção sul da Faixa de Dobramentos e Cavalgamentos Brasília, os quais marcam níveis estratigráficos bem definidos, servindo como horizontes guias regionais para a prospecção de ouro ao longo de toda a faixa. Analisou-se nos espectros, as correspondências existentes entre as propriedades espectrais com a composição mineralógica, química dos compostos e maiores teores de matéria orgânica, a fim de determinar o padrão de assinatura espectral que permita identificar e discriminar os filitos de outras litologias.

GEOLOGIA LOCAL As áreas selecionadas para a obtenção das medidas espectrorradiométricas localizam-se na zona externa da porção centro leste do setor meridional da Faixa de Dobramentos e Cavalgamentos Brasília, estando inseridas nas unidades geológicas da Formação Paracatu e do Grupo Canastra. De interesse a este trabalho destaca-se a Formação Paracatu, a qual engloba dois membros: o membro basal Morro do Ouro, dominado por filitos carbonosos, que são sobrepostos pelo Membro Serra da Anta, que tem predominância de sericita filitos (Zini *et al.* 1988; Freitas-Silva 1996). Foram amostrados apenas os filitos carbonosos do membro Morro do Ouro na área da mina de Morro do Ouro, Paracatu, MG, e os filitos correlatos aflorantes na região de Cristalina e Luziânia, GO (Figura 1).

Devido à presença da matéria orgânica, os filitos do Membro Morro do Ouro exibem uma inconfundível coloração cinza escura a preta, com forte brilho sedoso, e ostentam um fino bandamento, alternando níveis geralmente mais arenosos contendo quartzo + muscovita $\pm$ clorita $\pm$ óxido/hidróxido de Fe e Fe-Ti, pobres ou sem matéria orgânica, com níveis geralmente mais ricos em filossilicatos, contendo muscovita (ilita) + quartzo $\pm$ clorita $\pm$ óxido/hidróxido de Fe e Fe-Ti, ricos em matéria orgânica (Freitas-Silva, 1996). Em função da oxidação, a cor escura da rocha grada para tons amarelos avermelhados devido à presença da goetita, resultante da transformação da muscovita em ilita.

A área da mina Morro do Ouro, em Paracatu (MG), representa a seção típica dos filitos carbonosos mineralizados em ouro, do sul da

¹ Departamento de Geologia Geral e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, DF, 70.910-900, Fax 61-347-4062, E-mail: pmeneses@unb.br

² Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, DF, 70.910-900, Fax: 61-347.4062

³ Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro de Pesquisa do Cerrado, BR 020 Km18, Rodovia Brasília-Fortaleza, Planaltina, GO,

Tabela 1 – Composição mineralógica dos filitos (%)

Amostra	muscovita	quartzo	m.carbo- nosa	óxidos/ hid.ferro	ilmenita	rutilo	siderita ankerita	sulfetos	zircão
Mor1	70	15	3	5	1	tr	5	-	1
Mor2	75	15	3	3	1	1	1	-	1
Mor3	75	20	2	1	1	tr	1	-	tr
Mor4	75	15	3	5	1	tr	1	-	-
Mor5	75	15	5	3	1	tr	1	-	-
Mor6	75	10	10	4	-	1	-	-	-
Mor7	75	15	3	5	-	1	1	-	-
Mor8	60	30	1	5	-	1	2	-	-
Mor9	70	15	1	10	-	1	2	-	-
Mor10	75	15	2	5	1	-	2	-	-
Lur11a	65	25	2	3	1	-	1	2	1
Lur11b	35	55	2	2	-	-	-	2	1
Fur13	70	15	10	3	1	tr	-	-	tr
Mor14	50	10	1	35	-	-	-	-	-
Mor15	75	15	2	5	-	1	-	-	-
Mor16	75	20	3	2	-	1	-	-	-
Mor17	70	20	5	2	1	tr	1	-	-
Mor18	70	20	4	1	1	-	-	3	-
Mor19	80	15	2	2	1	tr	tr	-	-
Lut20	65	20	5	5	1	tr	2	2	-
Lut21	60	25	5	5	1	tr	2	2	-
Bor22	75	10	10	3	1	-	-	-	-
Bor23	70	15	10	5	-	-	-	-	-
Bor24	80	10	5	3	1	-	1	-	-

Nota: siglas referem-se às áreas Morro do Ouro (Mor); Luziânia, garimpo do Japonês (Lur); povoado São Bartolomeu, Fazenda Bonsucesso a sudeste de Cristalina (Bor); Luziânia (Lut) e; rio Furnas, afluente do rio São Bartolomeu (Fur); r denomina rocha,

Tabela 2 – Constituintes químicos (%)

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	CT	COT	CO ₂
Mor1	69,20	1,02	16,99	4,44	0,01	0,03	1,15	0,27	0,523	0,302	0,221
Mor2	68,70	1,13	19,18	1,91	0,80	<0,01	0,79	0,09	0,297	0,264	0,033
Mor3	72,80	1,02	16,76	0,91	1,34	<0,01	1,21	0,38	0,346	0,277	0,069
Mor4	61,90	1,19	20,66	7,08	0,83	<0,01	1,05	0,14	0,297	0,249	0,048
Mor5	64,80	1,22	19,09	5,29	1,04	<0,01	0,60	0,06	0,432	0,406	0,026
Mor6	63,60	1,31	19,43	6,27	1,21	<0,01	0,58	0,04	0,823	0,821	0,002
Mor7	64,60	1,03	18,16	7,72	0,69	<0,01	0,59	0,06	0,253	0,177	0,076
Mor8	76,20	0,71	10,96	7,96	0,40	<0,01	0,34	0,07	0,156	0,072	0,084
Mor9	65,01	1,18	18,06	7,24	0,97	<0,01	0,91	0,10	0,293	0,189	0,104
Mor10	65,70	1,17	18,33	5,33	1,17	<0,01	0,80	0,13	0,440	0,283	0,157
Lur11a	68,50	1,06	15,68	4,70	1,59	0,02	0,63	0,10	0,187	0,089	0,098
Lur11b	87,90	0,38	6,20	1,10	1,04	<0,01	0,24	0,03	0,130	0,112	0,018
Fur13	61,05	1,19	17,16	7,50	0,86	0,04	0,41	0,01	0,965	0,966	0,000
Mor14	33,95	0,23	7,99	46,39	0,26	<0,01	0,50	0,08	0,079	0,077	0,002
Mor15	66,31	1,02	17,40	7,57	0,52	<0,01	0,82	0,19	0,106	0,083	0,023
Mor16	69,70	1,00	17,58	2,86	0,68	<0,01	0,79	0,06	0,182	0,167	0,015
Mor17	67,50	1,11	18,64	2,78	1,13	<0,01	0,82	0,11	0,263	0,265	0,000
Mor18	68,30	1,14	18,77	1,04	1,37	<0,01	0,85	0,06	0,220	0,202	0,018
Mor19	65,60	1,25	20,50	2,65	1,05	<0,01	0,81	0,07	0,236	0,176	0,060
Lut20	69,30	0,83	14,06	7,28	0,01	0,03	1,29	0,24	0,407	0,353	0,054
Lut21	64,60	1,15	16,97	2,47	4,07	0,04	1,52	0,19	0,668	0,514	0,154
Bor22	56,40	1,07	26,77	3,25	1,11	<0,01	1,35	0,17	1,102	1,093	0,009
Bor23	63,40	1,25	20,93	4,45	1,25	<0,01	0,66	0,16	1,292	1,202	0,090
Bor24	50,40	1,70	28,38	4,07	1,56	<0,01	1,42	0,10	0,468	0,410	0,058

CT (carbono total) COT (carbono orgânico total)

da grafita e da chaoita, respectivamente identificadas nos difratogramas de raios X, com raios d3,34, d2,08 e d4,26, d4,12 e d3,71, compatíveis com o metamorfismo de baixo grau, em torno de 370⁰ C.

MEDIDAS ESPECTRAIS Espectros de reflectância no intervalo de comprimento de onda de 0,4 µm a 2,5 µm foram obtidos de amostras de rochas com um espectrorradiômetro Infra-Red Intelligent Spectroradiometer (IRIS), que mede simultaneamente a amostra e uma referência padrão (placa spectralon) e calcula a razão da radiação da amostra pela radiação da placa de referência. As resoluções de leitura do espectrorradiômetro são de 2 nm no intervalo de 0,4 a 1,0 µm e de 4 nm no intervalo de 1,0 a 2,5 µm. A visada vertical de leitura do sensor óptico e o baixo ângulo de iluminação da amostra (20°) por uma lâmpada de tungstênio de 600 W configuram uma geometria próxima a nadir, a qual propicia a contribuição máxima do componente de radiação espalhado. Os espectros foram tomados das superfícies naturais das amostras coletadas, na direção perpendicular à laminação metamórfica, sendo portanto valores de reflectância difusa, dependen-

te da influência do tamanho dos grãos e da rugosidade da superfície do material. Ao todo se efetuou vinte e quatro medidas espectrais, sendo dezesseis de amostras coletadas na área da Mina do Morro de Ouro, na Formação Paracatu, quatro do Garimpo do Japonês, próximo a Luziânia (GO), três da Fazenda Bonsucesso, a sudeste de Cristalina (GO), e uma do rio Furnas, afluente do rio São Bartolomeu, todas em unidades de filitos carbonosos.

As características das feições espectrais presentes nas diferentes regiões de comprimentos de onda, resultam de diferentes propriedades físicas e químicas dos minerais e rochas. Embora as origens destas feições sejam bastante conhecidas, as suas interpretações quase sempre não são um processo muito fácil. Isso porque nem sempre um mineral é puro, podendo conter exsoluções ou intercrescimentos, ou distorções de sítios cristalinos e, sendo a rocha uma mistura de vários minerais, cada um poderá exercer influências diferentes na construção do espectro. Quando se trata de rocha, a interpretação do espectro envolve, essencialmente, o reconhecimento da composição química principal dos minerais constituintes e, mais raramente, a identificação em si do mineral presente.

Nos materiais sólidos como as rochas, com transmitância desprezível, a reflectância óptica medida é controlada pela quantidade de luz absorvida na superfície, em função da espessura média da trajetória da radiação através dos grãos minerais, que por sua vez é controlada, principalmente, pela soma dos coeficientes de absorção dos minerais que compõem a sua superfície, ponderada por suas concentrações modais e tamanhos dos grãos. Em minerais que são relativamente transparentes e com grãos finos, boa parte da luz é refletida das amostras antes que as absorções ocorram, resultando em espectros de reflectância com fracas feições de absorção e com um albedo contínuo e elevado. Amostras com tamanhos de grãos maiores mostram bandas de absorção mais pronunciadas, embora em materiais de grãos muito grossos, tanto o albedo e as profundidades das bandas sejam substancialmente reduzidos. Nos minerais espectralmente opacos, a reflectância assume os mais baixos valores e as feições de absorção dos demais constituintes presentes podem vir a ser totalmente obliteradas.

No intervalo do visível ao infravermelho próximo (0,4 a 1,1 µm), a reflectância dos minerais é determinada, essencialmente, pela presença ou ausência de metais de transição, que devido ao desemparelhamento dos elétrons de seus orbitais 3d, facilita a excitação dos níveis de energia do átomo. Neste intervalo de comprimento de onda, a maioria das feições espectrais é controlada por processos eletrônicos de transferência de carga resultantes de trocas de elétrons entre íons do mesmo retículo, e por mudanças de níveis de energia dos cinco orbitais 3d, resultantes da ação de forças eletrostáticas de campo cristalino. Alguns poucos minerais, como a arsenopirita, exibem absorções por processos de banda de condução. No intervalo do infravermelho de ondas curtas (1,1 a 2,5 µm) as feições de absorção são causadas por *overtone*s e *combination tones* resultantes de excitações vibracionais fundamentais de ligações moleculares que ocorrem em comprimentos de ondas maiores, e que dão origem a absorções muito intensas. As principais moléculas vibracionais são as da água e dos grupos OH⁻, metal-OH, CO₃²⁻, BO₃³⁻ e PO₄³⁻.

Nos espectros obtidos das vinte e quatro amostras de filitos, verificou-se que as feições de absorção e o padrão das curvas de reflectância são essencialmente controlados pela matéria orgânica e a goetita, e secundariamente pela muscovita/ilita, sulfetos e siderita. Esta identificação foi baseada na comparação visual com os espectros individuais destes minerais obtidos em laboratório por Hunt & Salysbury (1970), Clark *et al.* (1990), Gaffey (1987) e Meneses *et al.* (1993), e cujas feições ópticas de absorção, catalogadas destes artigos, são mostradas na Tabela 3.

ANÁLISE DOS ESPECTROS A pouca variação da composição química (compostos maiores e elementos menores) e a semelhança petrográfica das amostras de filitos analisadas, refletem-se num comportamento espectral relativamente uniforme e de baixo albedo, que se modifica apenas pelos efeitos da oxidação intempérica das rochas. As feições ópticas de absorção são praticamente as mesmas em todos os espectros e mostram pouca variação de intensidade na largura e profundidade das bandas, o que torna a interpretação espectral bem menos complexa. Espectralmente, os filitos negros podem ser descritos como tendo um comportamento opaco na região do infravermelho de ondas curtas e um comportamento transopaco na região do infravermelho

Tabela 3 - Absorções espectrais dos principais minerais dos filitos

Mineral	Absorção (µm)	Ion/Mol
Muscovita	2,2 (ft); 2,35 (f); 2,45 (m)	Al-OH
	1,4 (ft)	OH
	1,9 (m)	H ₂ O
Ilita	2,2 (ft); 2,35 (f); 2,45 (f)	Al - OH
	1,9 (m)	H ₂ O
	1,4(ft)	OH
Goetita	0,925 (ft); 0,65 (m); 0,46(ft)	Fe ³⁺
Siderita	2,528; 2,329; 2,252; 2,183	CO ₃
	1,99; 1,887 1,0 (mf)	Fe ²⁺

(mf) muito forte; (ft) forte; (m) média; (f) fraca

próximo ao visível, resultados, respectivamente, da presença da matéria carbonosa e de óxidos de ferro, que constituem impurezas na composição mineralógica da rocha. Muscovita e quartzo, que compõem 85% a 90% dos constituintes minerais, muito pouco contribuem na formação do espectro, visto que o quartzo é um mineral de espectro óptico transparente e, da muscovita/ilita, somente as bandas de absorção de hidroxilas, água e ligações alumínio-hidroxila são identificadas.

Diversos estudos espectrorradiométricos têm demonstrado que as presenças da matéria orgânica e de ferro tendem a decrescer a reflectância e o contraste espectral das rochas (Crowley 1986, Meneses 1986) e dos solos (Bowers & Hanks 1965, Baumgardner *et al.* 1970, Stoner & Baumgardner 1981, Henderson *et al.* 1992), mesmo quando a quantidade presente é mínima. Avaliações mais controladas deste comportamento têm sido obtidas com medidas de amostras de misturas sintéticas de grãos minerais com carbono preto (lampblack). Os resultados obtidos por Clark (1983) com mistura de grãos de montmorilonita e por Galvão *et al.* (1995) com mistura com óxidos de ferro, determinaram que os espectros sofrem uma forte redução de albedo e obliteração de todas as feições de absorção, quando $\pm 2\%$ de carbono eram adicionados.

Devido a esta notável influência da matéria orgânica no comportamento da reflectância, neste estudo o conteúdo de carbono orgânico total (COT) foi tomado como o principal parâmetro para se analisar e classificar os espectros das amostras de filitos. O processo de análise consistiu em verificar, nos intervalos do infravermelho de ondas curtas e do infravermelho próximo ao visível, as relações existentes entre o conteúdo de carbono orgânico total e as características da forma dos espectros, analisando-se conjuntamente as propriedades espectrais de albedo, gradiente de reflectância das curvas, absorções e, também, possíveis dependências com relação à granulometria dos minerais. A partir desta análise as vinte e quatro amostras puderam ser agrupadas em três grupos distintos de espectros, de acordo com as relações observadas entre o conteúdo de COT e as propriedades espectrais, mostradas na Tabela 4. As amostras do grupo 1 (Bor22, Bor23, Bor24; Fur13; Mor1, Mor5, Mor6; Lut20, Lut21) contêm os típicos filitos carbonosos frescos de superfícies negras e brilhantes, pertencentes à unidade MO-B2. As amostras do grupo 2 (Mor2; Mor3; Mor4; Mor7; Mor9; Mor10; Mor16; Mor17; Mor18; Mor19) já apresentam os efeitos iniciais da oxidação da matéria orgânica, com suas superfícies gradando para tons cinza claros e com manchas amareladas de óxidos/hidróxidos de ferro, sendo pertencentes às unidades MO-B1 e MO-T. No grupo 3 (Mor8; Mor14; Mor15; Lur11a; Lur11b) estão reunidas as amostras pertencentes às unidades MO-C e MO-L, fortemente oxidadas, com a matéria orgânica praticamente ausente.

Dado ao fato dos filitos serem constituídos de grãos minerais finos, com formas lamelares e tabulares que condicionam uma fina laminação planar, as superfícies de todas as amostras são lisas, sem variação de rugosidade. Essa condição reduziu as possibilidades das diferenças das formas dos espectros serem influenciadas por variações texturais da superfície.

Comportamento da reflectância no infravermelho de ondas curtas

Nos filitos amostrados a matéria orgânica exerce sua maior influência espectral da metade no infravermelho próximo até o infravermelho de ondas curtas (0,9 a 2,5 µm), causando neste intervalo, espectros com algumas absorções pouco intensas e de baixos albedos. A opacidade do espectro devido à matéria orgânica é favorecida pela transparência espectral dos íons de ferro neste intervalo de comprimento de onda.

Entre as propriedades espectrais analisadas a mais evidente feição espectral que se relaciona com o conteúdo de carbono orgânico total (COT) é demonstrada por um gradiente de inclinação da curva de reflectância medido entre 0,9 a 2,1 µm, entre as absorções de Fe³⁺ e Al-OH. À exceção dos filitos fortemente intemperizados (lateritos),

todas as amostras exibem este comportamento. Como a declividade da curva configura-se por uma linha praticamente reta entre os comprimentos de 0,9 a 2,1 µm, ela pode ser medida pela simples diferença das porcentagens de reflectância entre estes dois comprimentos de onda. As medidas obtidas deste gradiente de declividade são as que mais evidenciam a separação espectral entre os três grupos de amostras da Tabela 4, cujas curvas espectrais podem ser vista nas figuras 3, 4 e 5. Os espectros são mostrados nessas três figuras com seus valores absolutos de reflectância, para que se possa melhor visualizar as suas semelhanças espectrais.

Como mostram os espectros dos grupos 1 e 2 nas figuras 3 e 4, e os dados da Tabela 5, onde as amostras foram ordenadas conforme o conteúdo decrescente de COT, as do grupo 1, que têm os mais altos valores, entre 1,202% a 0,302%, mostram uma média de inclinação do gradiente de reflectância em torno de 2,9%, enquanto as amostras do grupo 2, com COT entre 0,283% a 0,167%, exibem inclinação média de 6,9%, mais do que o dobro da média do grupo 1. Apenas a amostra Bor24 do grupo 1 exibe uma inclinação bem superior à média do grupo, mas foi inserida neste grupo em fase do seu baixo nível de albedo ($\pm 18\%$). Petrograficamente, esta amostra foi descrita não como um filito, mas como um xisto grafitoso fortemente crenulado. As inclinações das curvas de reflectâncias das figuras 3 e 4 são uma consequência da mudança do comportamento transpaco da reflectância na região do visível ao início do infravermelho próximo, para um comportamento opaco no infravermelho de ondas curtas. Esta diferença de gradiente de declividade, que caracteriza uma das propriedades espectrais da forma dos espectros, sugere um limiar de separação entre os filitos dos grupos 1 e 2, com relação à matéria orgânica, em torno de 0,3% de COT (ver tabela 4). Quanto à sua origem, a inclinação da reflectância parece estar associada ao grau de cristalinidade da matéria carbonosa. Crowley (1986), ao analisar os padrões de espectros de reflectância de rochas calcárias contendo matéria carbonosa, verificou que entre os vários espectros por ele obtidos, somente as amostras com baixas razões H/C, que indicam um maior grau de cristalização da matéria orgânica, mostravam gradientes de inclinações na região do infravermelho, semelhantes às que se observou, no presente trabalho, com os filitos carbonosos. Os difratogramas de raios-X das amostras dos filitos dos grupos 1 e 2 mostram raias posicionadas em $d=3,34$ e $d=2,081$ que identificam a grafita, e algumas vezes raias em $d=4,47$, $d=4,26$ e $d=4,12$, que identificam a chaoita, minerais condizentes com o grau metamórfico da fácies xisto verde. Embora a chaoita tenha um grau de cristalização um pouco menor que o da grafita, nos espectros esta diferença nem sempre pode ser identificada por correspondentes diferenças dos seus graus de inclinação.

O albedo como é conhecido deriva principalmente da granulometria dos minerais e dos seus respectivos coeficientes de absorção, sendo fortemente afetado pela presença de constituintes opacos, como a matéria orgânica. Para a estimativa do albedo tomou-se a média da reflectância de cada espectro medida no intervalo de comprimentos de onda entre 0,9 a 2,1 µm, onde a curva de reflectância é praticamente uma reta. As médias obtidas de todas as amostras de cada grupo, mostradas na tabela 4, foram de 18,4% para o grupo 1 e de 27,8% para o grupo 2, o que aparenta representar uma razoável dependência do albedo com o COT. Porém, interno aos grupos 1 e 2, não é comum ter-se uma correspondência de amostras com menores albedos e maiores porcentagens de COT. Especialmente no grupo 1, os espectros como são vistos na figura 3 e confrontados com os dados da tabela 4, demonstram uma quase falta de correlação do albedo com o COT. Há amostras que possuem pequenas diferenças de porcentagem de COT mas apresentam entre si variações de até 10% de albedo, o que é significativo em face dos baixos níveis de reflectância dos espectros, ou então, o contrário, amostras que possuem quase o mesmo albedo e apresentam diferenças significativas de COT. Por exemplo, as amostras Bor23 e Lut20 têm ambos albedos muito baixos e bem próximo entre si, mas seus conteúdos de carbono orgânico total têm diferenças quase extremas no grupo, respectivamente de 1,202% e 0,353%. No grupo 2 permanece um comportamento similar, mas observa-se uma certa tendência de aumento de albedo com a diminuição do conteúdo de matéria orgânica. Pelo que é observado, o albedo mostra uma correspondência com o conteúdo da matéria orgânica bem menos notável do que com o gradiente da reflectância. As evidências do por que desta menor correlação não são claras, visto que as composições químicas e mineralógicas das amostras não variam o suficiente em correspondência com a variação dos espectros, para explicar este fato.

Suposições que poderiam ser feitas seriam relativas à quantidade total de opacos presentes nas amostras, ou a variações na granulometria da rocha. No exemplo comentado sobre os espectros das amostras Bor23 e Lut20, a última contém uma maior quantidade de grãos de minerais opacos (Tabela 1), cuja opacidade somada à opacidade do seu menor conteúdo de carbono orgânico, reduziria a

Tabela 4 – Conteúdo orgânico total e suas relações com algumas propriedades espectrais no infravermelho de ondas curtas.

	Amostra	COT (%)	Declividade (%)	Albedo (%)	Granulometria (µm)
g r u p o 1	Bor23	1,202	1,87	10,24	5 – 150
	Bor22	1,093	3,83	26,07	5 – 150
	Fur13	0,966	0,90	24,89	5 – 100
	Mor6	0,821	3,22	22,98	3 – 60
	Lut21	0,514	1,53	8,39	5 – 100
	Bor24	0,410	7,73	18,78	5 – 150
	Mor5	0,406	2,10	25,24	3 – 60
	Lut20	0,353	2,33	11,69	5 – 50
	Mor1	0,302	3,27	17,45	3 – 60
	Média	0,68	2,97	18,41	
g r u p o 2	Dpadrão	0,34	2,01	6,90	
	Mor3	0,277	7,17	16,72	3 – 60
	Mor10	0,283	3,34	31,35	3 – 120
	Mor17	0,265	11,23	29,64	3 – 30
	Mor2	0,264	5,00	26,91	3 – 60
	Mor4	0,249	4,93	29,90	3 – 60
	Mor18	0,202	11,83	32,63	5 – 30
	Mor9	0,189	6,37	29,95	3 – 60
	Mor7	0,177	4,13	27,66	3 – 90
	Mor19	0,176	8,87	36,39	3 – 150
g r u p o 3	Mor16	0,167	6,01	17,50	5 – 60
	Média	0,220	6,90	27,80	
	Dpadrão	0,046	2,90	6,250	
	Lur11b	0,122	--	42,00	--
	Lur11a	0,089	--	48,20	--
	Mor15	0,083	--	30,20	--
	Mor14	0,077	--	56,02	--
	Mor8	0,072	--	49,00	--
	Média	0,090	--	45,08	--
	Dpadrão	0,020	--	8,67	--

reflectância ao nível da amostra Bor23, que tem apenas uma maior porcentagem de COT. Quanto à granulometria, as amostras do grupo 1 possuem maior variação granulométrica e têm em geral grãos maiores (5 a 150 micra) do que as amostras do grupo 2, de granulometria mais uniforme e mais fina (3 a 60 micra). Haveria portanto, com as amostras do grupo 1, mais chances aleatórias de raios de luz percorrerem maiores ou menores trajetórias no interior dos grãos, resultando ora em menor ou maior retorno da radiação. Além do mais, no grupo 1 estão incluídas amostras coletadas em diferentes lugares, podendo a matéria orgânica mostrar pequenas variações espectrais relacionadas a diversos fatores, tais como a dispersão na amostra, a extensão de sua alteração ou a variação de opacidade em função de pequenas variações de cristalinidade do carbono. Com as amostras do grupo 2, coletadas na mesma área (Morro do Ouro) e que portanto guardam entre si maiores similaridades litogeoquímicas, as variações de albedo são menores.

No intervalo do infravermelho de ondas curtas figuram nos espectros algumas absorções causadas por movimentos vibracionais das ligações moleculares OH⁻, H₂O e Al-OH. Os minerais muscovita ou illita são os responsáveis pelas feições simples de absorção em 1,4 µm (OH⁻), 1,9 µm (H₂O) e 2,2 µm (Al-OH), presentes com grande semelhança nos espectros em que aparecem. Os únicos espectros que deixam de exibir essas absorções (Bor23, Lut21 e Lut20) por causa de redução de contraste, são os de mais baixo albedo, com níveis de 10% de reflectância. Bandas de absorção secundárias de muscovita e illita, centradas em 2,35 e 2,45 µm (ausentes na montmorilonita) e de alguns outros minerais presentes em algumas amostras analisadas, como as do carbonato siderita (ou ankerita), centradas em 2,329, 2,252 e 2,183 µm, e o conhecido *doublet* em 2,203 µm da caolinita, aparecem em vários dos espectros do grupo 2, mas tem a identificação de suas posições e formas prejudicadas, devido ao alto nível de ruído do espectrorradiômetro nesta porção do espectro, por causa da baixa reflectância das amostras.

Como resultado de um processo geoquímico de oxidação da matéria orgânica por fatores de intemperismo supergênico, que provoca uma mudança dos tons escuros da rocha para tons claros amarelo-avermelhados e, conseqüente redução à quase eliminação da matéria carbonosa (≤ 0,1% de COT), os espectros da figura 5, referentes ao terceiro grupo de amostras (Mor8, Mor14, Mor15, Lur11a e Lur11b), têm o albedo elevado para valores de reflectância de 50% a 60%, o que demonstra ser a matéria carbonosa importante fator no controle das feições espectrais dos filitos. Além do realçamento das intensidades das amplas feições férricas do infravermelho próximo, centradas em 0,9-0,93 µm, surgem nestes espectros de alto albedo, as absorções

adicionais da muscovita e ou illita próximas a 2,35 µm e 2,45 µm, que servem para comprovar o domínio destes minerais no infravermelho de ondas curtas.

Essa diferença de albedo sugere definir um limiar de distinção espectral entre os filitos negros dos grupos 1 e 2 com os filitos oxidados, em torno de 0,1% de COT. Filitos carbonosos laterizados como os da figura 5, mesmo que ainda mineralizáveis em ouro, passam a ter um comportamento espectral idêntico a um comum sericita filito, e neste caso a espectrorradiometria serve para mostrar as limitações do sensoriamento remoto na tentativa de discriminações litológicas.

Comportamento da reflectância no infravermelho próximo e visível

O comportamento opaco dos filitos no infravermelho de ondas curtas muda para um comportamento transopaco no início do infravermelho próximo e visível, com notável alteração no padrão da forma do espectro. Neste intervalo de 0,4 a 1,1 µm as feições espectrais são controladas pela presença dos óxidos de ferro goetita e hematita, minimizando, aparentemente, a influência espectral da matéria carbonosa. Goetita e hematita são óxidos de ferro férrico que apresentam feições de absorção semelhantes mas com posições um pouco diferentes no espectro. A hematita exibe intensa absorção no visível, próxima a 0,55 µm, e um mínimo de reflectância bem desenvolvido em 0,855 µm, devido ao Fe³⁺, e a goetita exibe com igual intensidade feições em 0,48 µm no visível, amplo mínimo entre 0,9-0,93 µm e uma absorção adicional em 0,65 µm. Vários dos espectros das figuras 3 e 4 apresentam as feições espectrais destes dois minerais de alteração. Os espectros correspondentes às amostras Mor1, Mor2, Mor4, Mor6, Mor7, Mor8, Mor10 e Mor13, exibem as três feições da goetita (0,53, 0,65 e 0,9-0,93 µm), com um perceptível aprofundamento da banda 0,9-0,93 µm nas amostras fortemente intemperizadas (Mor14, Mor15, Lur11A, Lur11B), e os espectros das amostras Mor9, Bor22 e Mor5 exibem as absorções correspondentes à hematita (0,55 e 0,85 µm). Para os espectros com albedos inferiores a 15% (Mor16, Lut20, 21 e Bor23, Bor24) as feições de ferro são obliteradas e sua presença é indicada apenas pela queda da reflectância nos menores comprimentos de onda do visível. Os espectros Mor17, Mor18 e Mor19 não exibem qualquer uma destas absorções, sugerindo haver um deslocamento das absorções para os comprimentos de ondas menores que 0,4 µm, que teriam suas origens em 0,36-0,38 µm e 0,29-0,31 µm por transições de campo cristalino de Fe³⁺, ou por mecanismos de transferência de carga metal-ligante em 0,27 µm, de acordo com comprovações feitas por Sherman e Waite (1985). A característica mais geral da forma dos espectros neste intervalo de comprimento de onda é a abrupta queda da reflectância a partir do início do infravermelho próximo em direção ao visível, bastante conhecida como uma feição espectral das rochas ferro-oxidadas por processos intempéricos.

Neste intervalo espectral vê-se que a matéria orgânica não afeta a posição das feições de absorção associadas com a goetita e a hematita, e o mascaramento destas feições ocorre apenas quando o albedo da

Figura 3 – Espectros de reflectância de amostras de filitos carbonosos (grupo 1) com teores de COT entre 1,202% a 0,302%. Fonte: Pontara, 1998.

Figura 4 – Espectros de reflectância de amostras de filitos carbonosos (grupo 2) com teores de COT entre 0,283% a 0,167%. Fonte: Pontara, 1998.

Figura 5 – Espectros de reflectância de amostras de filitos carbonosos fortemente oxidados (grupo 3) com teores de COT entre 0,122% a 0,072%. Fonte: Pontara, 1998.

rocha cai para níveis inferiores a 15 a 10% de reflectância. Galvão e Vitorello (1998) determinaram que seria necessário um conteúdo de matéria orgânica maior do que 1,7% para obliterar os efeitos do ferro total na reflectância e cor dos solos. Nos filitos esta obliteração de feições espectrais por matéria carbonosa pode estar abaixo de 1,0%, visto que em rochas normalmente a matéria carbonosa encontra-se finamente distribuída pela rocha.

CONCLUSÕES O peculiar comportamento de reflectância dos filitos carbonosos, com baixo albedo e feições de absorção pouco pronunciadas devido à presença de mínimas quantidades de matéria orgânica, atestam que a espectrorradiometria pode ser uma ferramenta analítica poderosa para determinar sutis variações litogeoquímicas. Considerando-se a composição mineralógica dos filitos, podem coexistir pelo menos cinco componentes que apresentam feições de absorção: ferro férrico e ferroso, hidroxila, água e ligação alumínio-hidroxila. Verificou-se que as amostras com conteúdos medidos de 1,2 a 0,35% de

COT apresentam níveis médios de albedo em torno de 18,5% de reflectância e aquelas com conteúdos de 0,35 a 0,167% de COT, níveis médios de albedo de 35,8%. Contudo, observou-se que a propriedade espectral que melhor correlaciona-se com as variações de conteúdo de matéria orgânica se expressa por uma variação do gradiente de inclinação da curva de reflectância medida entre as bandas do íon férrico em 0,9 μm e a da ligação Al-OH em 2,2 μm . Menor é esta inclinação quanto maior for a quantidade de matéria orgânica presente. O intemperismo crescente dos filitos negros carbonosos e a consequente redução da matéria carbonosa, tornam as feições de absorção cada vez mais intensas em função do aumento do albedo da rocha, com destaque para as absorções férricas da goetita, conformando um espectro que se assemelha a um comum sericita filito que não se diferencia do filito preto oxidado. Como consequência, a detecção de alvos mineralizáveis em ouro na sequência filitosa carbonosa da Faixa Brasília, pode ficar dificultada se nestes sítios os filitos aflorantes na superfície apresentarem forte oxidação.

REFERÊNCIAS

- Bárdossy G. & Aleva F.J.J. 1990. Laterites and lateritic weathering. In G. Bardossy & F.J.J. Aleva (eds). *Lateritic bauxites*. Developments in economic geology. 27:15-59. Amsterdam, Elsevier.
- Baumgardner, M.F., Kristof S.J., Johannsen C.J., Zachary, A.L. 1970. Effects of organic matter on the multispectral properties of soils. *Proceedings of the Indians Academy of Sciences*. 79:413-422.
- Bowers S.A. & Hanks R.J. 1965. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*. 100:130-138.
- Clark R.N. 1983. Spectral properties of mixtures of montmorillonite and dark carbon grains: implications for remote sensing minerals containing chemically and physically adsorbed water. *Geophys. Res.* 88(B12):10635-10644.
- Clark R.N., King V.V.T., Klejwa M., Swayze G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res.* 95(B8):12653-12680.
- 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.
- Freitas-Silva F.H. 1991. *Enquadramento litostratigráfico e estrutural do depósito do Morro do Ouro - Paracatu MG*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, p.
- Freitas-Silva F.H. 1996. *Metagenese do depósito do Morro do Ouro-Paracatu MG*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, p.
- Gaffey S.J. 1987. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55mm): Anhydrous carbonate minerals. *J. Geophys. Res.* 92(B2):1429-1440.
- Galvão L.S. & Vitorello I. 1998. Role of organic matter in obliterating the effects of iron on spectral reflectance and color of Brazilian tropical soils. *Int. J. Remote Sensing*. 19(0):0-11.
- Galvão, L.S., Vitorello I., Paradella W.R. 1995. Spectroradiometric discrimination of laterites with principal components analysis and additive modeling. *Remote Sens. Environment*, 53:70-74.
- Henderson T.L., Baumgardner M.F., Franzmeier D.P., Stott D.E., Coster D.C. 1992. High dimensional reflectance analysis of soil organic matter. *Soil Science Society Am. Journal*, 56:865-872.
- Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1970. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks 1 - silicate minerals. *Modern Geology*, 1:283-300.
- Meneses P.R. 1986. Avaliação e seleção de bandas do sensor Thematic Mapper do Landsat-5 para a discriminação de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí como subsídio ao mapeamento de semidetalhe. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 233 p.
- Meneses P.R., Freitas-Silva F.H., Paradella W.R., Ferreira Jr. L.G. 1993. O comportamento espectral e radiométrico dos filitos carbonosos portadores de mineralizações auríferas na Faixa Brasília. In: Simp. Bras. de Sensoriamento Remoto, 7. Curitiba, Anais, 1:266-274.
- Moller J.C. & Batelochi J.A. 1996 Pesquisa de ouro na Faixa Brasília. Rio Paracatu Mineração. Relatório interno. 21p.
- Pontara R.C.P. 1998. Análise do comportamento espectral dos filitos carbonosos para interpretação de imagens. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 106 p.
- Stoner E.R. & Baumgardner M.F. 1981. Characteristic variations in reflectance of surface soils. *Soil Science Society Am. Journal*, 45:1161-1165.
- Sherman D.M. & Waite T.F. 1985. Electronic spectra of Fe oxides and oxide hydroxides in the near IR and near UV. *Am. Mineral.* 70:1262-1269.
- Zini A., Forlin R., Andreazza P., Souza A. 1988. Depósito de ouro do Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, 3: 479-489.

Manuscrito A-1162

Recebido em 30 de maio de 2000

Revisão dos autores em 21 de dezembro de 2000

Revisão aceita em 05 de janeiro de 2001