UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

Paulo Roberto Meneses

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Amaral

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo
1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

Paulo Roberto Meneses

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Amaral

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. G. Amaral
Examinadores:	Dr. G.R. Sadowski
	Dr. W.R. Paradella	Waldirey Reyato Paradella
	Dr. A.A. de Abreu
	Dr. G.J. Garcia

São Paulo
1986

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005207

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

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

PAULO ROBERTO MENESES

ORIENTADOR: PROF. DR. GILBERTO AMARAL

TESE DE DOUTORAMENTO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA GERAL E APLICAÇÃO

SÃO PAULO

1986

À Maria Rita,
Pedro Paulo e
João Marcos.

AGRADECIMENTOS

Ao finalizar este trabalho quero externar meus agradecimentos às pessoas e entidades, ~~que~~ pela orientação, colaboração despretenciosa e sobretudo pelo incentivo, no decorrer das várias etapas desta pesquisa, prestaram uma valorosa contribuição para a sua conclusão.

Ao Dr. Gilberto Amaral, orientador desta tese, pela atenção com que dedicou-se às discussões dos problemas de frontados no curso desta pesquisa.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais que forneceu os recursos financeiros para a execução de parte das atividades realizadas e, principalmente, pela concessão livre de tempo de trabalho para dedicação à tese.

Aos colegas Dr. Ícaro Vitorello, Dr. Liu Chan Chiang e geólogo Wougran Soares Galvão, pelo inestimável auxílio nos trabalhos de medidas espectrais de campo.

À Dra. Evelyn Márcia L. de M. Novo, do Departamento de Sensoriamento Remoto do INPE, pela criteriosa revisão técnica do texto final do trabalho e pelas valiosas sugestões de reformulações que serviram muito para melhorar a clareza e compreensão do trabalho.

Ao Dr. Raphael Hypólito do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que gentilmente realizou as análises químicas de rochas por absorção atômica.

Ao colega Dr. Luiz E. Mantovani do Centro de Pesquisas Agropecuária do Trópico Semi-Árido (CPATSA) de Petrolina, PE, pelas análises físico-químicas das amostras de solos.

Ao Dr. Marcel A. Dardenne, professor da Universidade de Brasília e ao Dr. Narendra K. Srivastava, professor da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, pelas descrições das lâminas delgadas e classificações petrográficas das amostras de rochas analisadas pela espectrorradiometria.

Ao colega Fernando Pellon de Miranda do CENPES, que por seu intermédio obteve a dosagem, na PETROBRÁS, da porcentagem de carbono orgânico das amostras de calcários.

Ao Dr. Antônio Carlos Moniz, do Instituto Agronômico de Campinas, pelas análises por via química úmida da porcentagem de ferro total das amostras de solos.

À equipe do Departamento de Processamento de Imagens do INPE, engenheiros eletrônicos, Guaraci José Erihal e Fernando A. Mitsuo Ii, pela adaptação e reformulação dos algoritmos e programas de realces, para o tratamento das novas imagens TM nos sistemas I-100 e SITIM.

À equipe de analistas e operadores do I-100, matemático José Carlos Moreira, programadora Maria Helena Costa e técnicos Sérgio Henrique Babá e Egídio Arai, pelas operações do sistema de tratamento automático de imagens I-100.

Ao técnico Moacir Godoy Jr. pela execução dos programas para tratamentos estatísticos dos dados espectrais por análises discriminantes, traçado dos gráficos das curvas espectrais e cálculo de integração de área, efetuados no computador Burroughs 6.800 do INPE.

À estatística Thelma Krug pela orientação nos cálculos estatísticos.

Ao colega geólogo Edson Eyji Sano pelo incansável trabalho de digitalização e inúmeras correções que foram seguidamente efetuadas na edição preliminar do texto, através do sistema de vídeo-texto implementado no Burroughs 6.800 do INPE.

Finalmente, a paciente correção literária do texto, realizada em longas horas noturnas, pela minha esposa, Maria Rita Murce Meneses.

RESUMO

Este trabalho constou de um estudo das imagens do novo sensor multiespectral do LANDSAT 5, o Thematic Mapper, cujo objetivo foi o de avaliar e selecionar entre as sete bandas espectrais deste sensor, as mais adequadas para mapeamentos geológicos na escala de semidetalhe e para a discriminação de rochas carbonáticas, utilizando-se de técnicas de processamento automático de imagens digitais. A área selecionada para estudo abrangeu uma completa e bem exposta seqüência carbonática do Grupo Bambuí da borda leste da serra do Ramalho, sudoeste do Estado da Bahia, a qual é representativa da extensa cobertura plataformar do domínio da Bacia do São Francisco. Esta região situa-se numa faixa de transição entre os domínios morfoclimáticos da caatinga e do cerrado, onde se observam estreitas relações entre os elementos da paisagem - solo, vegetação, relevo -, com a distribuição das unidades litológicas mapeadas na escala 1:50.000.

A avaliação das imagens TM foi fundamentada, essencialmente, numa análise referente ao comportamento espectral das litologias presentes na área, tomando-se como base medidas espectrorradiométricas efetuadas no campo, em áreas de afloramentos selecionadas através da interpretação de cada uma das bandas TM originais. Os aspectos referentes às litologias típicas de cada unidade demonstraram ao nível de campo, a possibilidade de se discriminar diferentes faciologias de calcários, dolomitos, rochas pelíticas e seus solos originários, o que em parte pôde ser confirmado com a interpretação das imagens. As diferenças espectrais só não foram mais notáveis devido a presença genérica da matéria orgânica nas rochas carbonáticas, cujo efeito é reduzir os contrastes da reflectância. Porcentagens de matéria orgânica da ordem de 0,05 a 0,15% mostraram exercer forte atenuação nas bandas de absorção ou na reflectância total das rochas, provocando confusões espectrais entre as litologias carbonáticas. As medidas radiométricas foram também essenciais para estimar os efeitos das variações do microrrelevo cárstico dos pavimentos rochosos de calcários e dolomitos, nas respostas espectrais registradas nas diferentes bandas TM.

Com base nas medidas espectrais de campo das áreas representativas das unidades litológicas e nas medidas estatísticas (distância J-M e entropia gaussiana) dos valores digitais das bandas TM correspondentes a estas mesmas áreas de amostragem, estabeleceu-se uma seleção entre as 7 bandas, de sub

conjuntos de três e quatro melhores bandas para o estudo das unidades carbonáticas da área, respectivamente, bandas 4, 5 e 7 e 3, 4, 5 e 7.

Tais conjuntos de bandas foram então analisados por técnicas de processamentos de realces de imagens digitais, com os sistemas automáticos I-100 e SITIM. As técnicas de realce que apresentaram melhores resultados foram as de composições coloridas de sistemas RGB e IHS e de transformações rotacionais tipo componente principal. Esta última foi também testada para o conjunto completo das sete bandas TM.

Os resultados da análise fotogeológica das imagens realçadas mostraram aspectos interessantes na separabilidade e discriminação das unidades litológicas, tendo-se concluído que elas foram decorrentes de um comportamento espectral que estava intimamente associado, tanto com as variações composicionais de seus menores constituintes mineralógicos, como com as variações do estado físico das superfícies das rochas, criadas por uma intensa dissolução química, cujas formas cársticas resultantes impunham diferentes condições de iluminação das superfícies. A conjunção destas duas condições de efeitos espectrais permitiu a separabilidade de unidades faciológicas, que somente havia sido obtida em mapeamentos geológicos na escala 1:2.000, os quais visavam estudos de controle litológico que tais facilogias exercem na ocorrência de depósitos de fluorita e metais básicos, da região leste da serra do Ramalho.

Com os processamentos de realces de imagens efetuados, também obteve-se uma alta correlação das unidades mapeadas na escala 1:50.000 com as unidades espectrais detectadas nas imagens TM, embora o traçado de alguns limites entre unidades constituídas essencialmente de solos, não mostrasse uma concordância perfeita com o mapa geológico.

O estudo pôde comprovar que as novas imagens do sensor TM, com bandas espectrais específicas a aplicações geológicas (bandas 5 e 7), em combinação com a alta resolução espacial de 30 m, abrem excelentes perspectivas para mapeamentos geológicos nas escalas 1:50.000 e 1:25.000, bem como para a pesquisa mineral, dada a capacidade de discriminação espectral de litologias que possuem composições mineralógicas às vezes bastante semelhantes entre si, como os calcários e dolomitos da área estudada.

ABSTRACT

This research consists of a study of the imagery of the new multispectral sensor of the LANDSAT 5 - Thematic Mapper - with the objective to evaluate and make a selection of the most suitable bands for the discrimination of carbonate rocks and geologic units at semidetail scale using computer techniques for digital image treatment. The selected area of study comprises a complete and well exposed carbonate rock sequence of the Bambui Group, east of the "Serra do Ramalho", SW of Bahia State. This area is representative of the extensive cover in the San Francisco Basin. The area is situated at the transitional belt between the morphoclimatic domain of "Caatinga" and "Cerrado", where there is a close relationship among the elements of landscape - soil, vegetation, and relief -, with the lithologic units.

The evaluation of the TM imagery was based mainly on the analysis of the spectral behavior of the lithology, supported by field spectroradiometric measurements taken place in outcrops selected from the interpretation of the original bands. The field spectroradiometry showed the possibility of discriminating different facies of limestones, dolomites, argillites rocks and classes of soils which can also be confirmed with the interpretation of the imagery. Better differentiation was not possible, because of the presence of organic matter in the carbonate rocks which has the effect of decreasing the reflectance. Values of 0.05% to 0.15% of organic matter was determined that would cause strong attenuation in the peaks of absorption of mineral components or in the overall reflectance of the rocks. The spectroradiometric measurement was also essential in the estimate of the effects of the variations of the karstic microrelief of the carbonate rocks in the spectral tonal pattern observed in each TM bands.

Based in these spectroradiometric measurements and in digital images analysis (entropy and J-M distance) it was selected a group of the best three and four TM bands, respectively bands 4, 5, 7 and bands 3, 4, 5 e 7, for the discrimination of the carbonatic units.

Then, these groups of bands were analysed by enhancement computer techniques. The best enhancement was obtained by color composition with RGB and IHS systems and principal components. The principal component was also tested in the seven bands.

The results of the photogeological analysis of these enhancement images demonstrated that the separability and discrimination of the lithologic units was due to the spectral behavior related to the compositional variations of the secondary mineralogical constituents as well as the variation in the condition of the rock surfaces, with karstic features that create different illumination condition. The union of this two effects (mineralogical and roughness) permitted the separability of some lithologic units, which were until then only recognized in geologic mapping done at the 1:2,000 scale. This detail mapping had as objective the study of the lithologic control in the occurrence of fluorite, zinc and plumb deposits present in that region.

The TM imagery showed good correlation among the spectral units and the lithologic units mapped at the scale of 1:50,000, although some units, which were covered by soils were not differentiated as shown in the geologic map.

This study confirmed that the new TM imagery, with specific geologic bands (bands 5 and 7) and high spatial resolution (30m), offers excellent perspectives to geologic mapping in the scales 1:50,000 and 1:25,000, as well as to mineral resources, due to the fact that it was possible to separate lithologies with very similar mineralogical composition, like limestones and dolomites within the area of study.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xiv
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Apresentação e objetivos	1
1.2 - Procedimentos	3
1.3 - Área de estudo selecionada	5
<u>CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DA BACIA DE SÃO FRANCISCO</u>	8
2.1 - Introdução	8
2.2 - As coberturas proterozóicas da bacia	10
2.2.1 - A cobertura carbonática: Grupo Bambuí	11
2.3 - O padrão estrutural da bacia	23
<u>CAPÍTULO 3 - LITOESTRATIGRAFIA E O QUADRO NATURAL DA ÁREA DE ESTUDO</u>	25
3.1 - Introdução	25
3.2 - Unidades litoestratigráficas da borda leste da Serra do Ramalho ...	26
3.3 - A região da Serra do Ramalho dentro do contexto dos domínios paisa- gísticos	41
3.4 - Geomorfologia	44
3.4.1 - As superfícies pediplanadas	44
3.4.2 - O modelado cárstico	47
3.5 - Vegetação	50
3.6 - Solos	59
<u>CAPÍTULO 4 - LANDSAT 5 E IMAGENS DIGITAIS TM</u>	64
4.1 - O satélite LANDSAT 5	64
4.2 - O imageador multiespectral "thematic mapper"	66
4.3 - Conceito de imagem digital	70
4.4 - Processadores automáticos	73
4.5 - Processamentos básicos aplicados às imagens TM da área de estudo ..	76
4.5.1 - Correções radiométricas	76
4.5.2 - Correção atmosférica	77
4.6 - Análise das imagens TM por bandas individuais	81

<u>CAPÍTULO 5 - ANÁLISES DE DADOS ESPECTROSCÓPICOS COMO BASE À INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS MULTIESPECTRAIS</u>	91
5.1 - A importância das medidas espectrais de rochas e minerais	91
5.2 - Origem das feições espectrais diagnósticas de minerais e rochas ...	94
5.2.1 - Processos eletrônicos	95
5.2.2 - Processos vibracionais	98
5.3 - Medidas espectroscópicas de campo	99
5.4 - Significado petrológico das feições espectrais na discriminação de rochas carbonáticas	105
5.4.1 - Medidas espectrais de rochas	106
5.4.2 - Medidas espectrais de solos	129
<u>CAPÍTULO 6 - MÉTODOS DE SELEÇÃO DE BANDAS VISANDO A REDUÇÃO DA DIMENSÃO DOS DADOS TM</u>	141
6.1 - Introdução	141
6.2 - Seleção de bandas TM com base na análise espectroscópica	144
6.3 - Seleção de bandas TM pelo critério seleção de atributos	162
<u>CAPÍTULO 7 - ANÁLISE DAS TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DE REALCE E INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA DAS IMAGENS TM</u>	172
7.1 - Seleção das técnicas de processamento	172
7.2 - Realces por composições coloridas	177
7.2.1 - Imagens coloridas RGB e transformação IHS/RGB	177
7.2.2 - Interpretação das composições coloridas	180
7.3 - Transformação por componentes principais	194
7.3.1 - Considerações sobre a técnica	194
7.3.2 - Interpretação das imagens componentes principais	196
<u>CAPÍTULO 8 - SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES</u>	214
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	224

LISTA DE FIGURAS

Pág.

1.1	- Localização da área de estudo (escala 1:1.000.000)	6
2.1	- Divisão tectônica do Estado da Bahia em domínios geotectônicos/geocronológicos segundo proposição de Inda e Barbosa (1978)	9
2.2	- Subdivisão da "Série Bambuí" segundo Costa e Branco (1961)	12
2.3	- Correlações estratigráficas entre as seqüências do Grupo Bambuí da serra do Ramalho e da chapada de Irecê	16
2.4	- Tectozonas do Grupo Bambuí da bacia do São Francisco e suas respectivas litofácies, segundo Inda e Barbosa (1978)	17
2.5	- Litoestratigrafia do Grupo Bambuí	19
2.6	- Correlações e nomenclaturas do Grupo Bambuí nos diversos Estados do Brasil Central	20
3.1	- Mapa geológico da borda leste da serra do Ramalho	28
3.2	- Coluna geológica da área da serra do Ramalho e sua correlata da região de Itacarambi	29
3.3	- Coluna litoestratigráfica de detalhe da unidade C2	32
3.4	- Principais tipos de ocorrências de minérios da serra do Ramalho ..	40
3.5	- Áreas dos domínios morfoclimáticos brasileiros. Área de estudo localizada na figura	42
3.6	- Superfícies pediplanadas da região do médio São Francisco	45
3.7	- Aspectos dos lapies em pontões dos calcários das unidades C2 e C6	51
3.8	- Curva espectral da vegetação e suas respectivas bandas de absorção	51
3.9	- a) Efeitos da cobertura vegetal verde sobre a reflectância de vários materiais; b) Efeitos da cobertura vegetal verde sobre a reflectância de vegetação seca	52
3.10	- Aspecto geral da floresta estacional decidual da planície cárstica da unidade C1 mostrando a acentuada perda de folhas no período do seco e a consequente exposição de solos	54
3.11	- Caatinga arbustiva	55
3.12	- Vegetação espinhosa típica dos pavimentos rochosos que caracterizam as áreas de afloramentos das unidades C2 e C6	56
3.13	- Contraste da vegetação do cerrado (topo da foto) com a vegetação das unidades calcárias	58
3.14	- Mapa pedológico	60
4.1	- Concepção artística do LANDSAT 5 e de seus sistemas de comunicação	66
4.2	- Representação dos valores de brilho ou radiância dos pixels de uma imagem	71

	<u>Pág.</u>
4.3 - Efeitos dos particulados e gases da atmosfera, na atenuação e espalhamento da radiação incidente e refletida pelo alvo na superfície terrestre	79
4.4a - Imagem TM banda 1 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	82
4.4b - Imagem TM banda 2 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	83
4.4c - Imagem TM banda 3 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	83
4.4d - Imagem TM banda 4 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	84
4.4e - Imagem TM banda 5 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	84
4.4f - Imagem TM banda 7 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais	85
4.5 - Valores de níveis de cinza ou de brilho para cada banda TM das imagens originais	89
5.1a - Ligantes de um complexo octaédrico	97
5.1b - Separação das energias do orbital d pelo campo ligante	97
5.2 - Medida radiométrica de campo com o espectrorradiômetro ISCO-SR .	100
5.3 - Variação da intensidade da irradiância solar para diferentes comprimentos de onda em dependência do ângulo de elevação solar. Medidas feitas em 20/07/85, área da serra do Ramalho	101
5.4 - Aproximação das condições de radiação incidente nas superfícies de microlâpides dos pavimentos calcários da serra do Ramalho	103
5.5 - Espectros de reflectância de medidas radiométricas de campo de afloramentos de calcários da unidade C2	107
5.6 - Aspecto geral das superfícies de microlâpides dos calcários puros da unidade C2. Adiante das camadas calcárias, afloramentos de dolomitos da unidade C2.1	110
5.7 - Aspectos das superfícies dos dolomitos da unidade C2.1, onde faltam as formas de microlâpides comuns às unidades calcárias	111
5.8 - Similaridade espectral entre dolomitos e calcários	111
5.9 - Curvas espectrais dos dolomitos cinza-claro da unidade C2.1, obtidas de medidas radiométricas de campo	113
5.10 - Curvas espectrais dos calcários oolíticos da unidade C2.2, obtidas de medidas radiométricas de campo	114

	Pág.
5.11 - Curvas espectrais de rochas de composição dolomítica da unidade C3, obtidas de medidas radiométricas de campo	116
5.12 - Formas de afloramentos típicos da unidade C3	117
5.13 - Curvas espectrais de calcissiltitos e folhelhos da unidade C4, obtidas de medidas radiométricas de campo	120
5.14 - Espectro de medidas radiométricas da unidade C5, em afloramentos de calcários com superfícies lisas e planas	121
5.15 - Forma comum de afloramento dos calcários da unidade C5. Superfícies lisas e planas	122
5.16 - Curvas espectrais de medidas radiométricas de campo, de calcários da unidade C6	123
5.17 - Feições de microlâpides no topo dos calcários da unidade C6	123
5.18 - Curvas espectrais de arenito e canga ferruginosa, obtidas de medidas radiométricas de campo da Fm. Urucuia	125
5.19 - a) Espectros de calcários com % C.O.T. inferior a 0,1%	128
b) Espectros de calcários com % C.O.T. superior a 0,1%	128
5.20 - Cinco tipos de espectros de solo segundo Stoner et alii (1980) a) domínio orgânico; b) pouco alterado (baixa m.o., ferro médio); c) afetado por ferro; d) afetado por m.o.; e) domínio ferro	130
5.21 - Tipos de curvas espectrais determinadas para as classes de solos existentes na área de estudo através de medidas radiométricas de campo e de laboratório	131
6.1 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C1.	147
6.2 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das unidades radiométricas de campo da unidade C2	150
6.3 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C2.1	151
6.4 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C2.2	152
6.5 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C3	153
6.6 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C4	154
6.7 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C5	155

	<u>Pág.</u>
6.8 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C6	156
6.9 - Função entropia	165
6.10 - Áreas de amostragem das classes representativas das unidades litológicas e solos, para aplicação dos métodos de seleção de atributos	168
7.1 - Curvas espectrais da média das medidas radiométricas de campo das unidades litológicas da borda leste da serra do Ramalho ...	175
7.2 - Diagrama de tricromacidade baseado na sensibilidade de um olho humano e triângulo RGB para um sistema de televisão colorida ..	178
7.3 - Composição colorida RGB das bandas TM 3, 4 e 5, realçadas por ampliação linear de contraste, respectivamente com a combinação de cores vermelho, verde e azul. Ver texto para indicação de setas	182
7.4 - Composição colorida sistema RGB das bandas TM 4, 5 e 7 realçadas por ampliação linear de contraste, respectivamente com a combinação de cores azul, verde e vermelha. Azul reflete vegetação verde e as cores amarelo-esverdeadas nas áreas planas, vegetação seca sem folhas. Ver texto para indicação de setas	183
7.5 - Composição colorida IHS da combinação de bandas TM 4, 5 e 7 rescalonadas em H (hue) e S (saturação). Banda 4 vermelha, 5 verde e 6 azul	186
7.6 - Representação hipotética da orientação dos novos eixos após a transformação por componentes principais num espaço de duas dimensões ..	195
7.7 - Porcentagem de variância correspondente à cada componente principal. a) para o conjunto das sete bandas e b) para o conjunto das seis bandas da região refletida	200
7.8 - Imagens componentes principais resultadas da transformação das imagens TM: a) CP1; b) CP2; c) CP3; d) CP4; e) CP5; f) CP6	202
7.9 - Coeficientes de contribuição das bandas TM para cada componente principal: a) para o conjunto de sete bandas TM e b) para o conjunto das bandas da região refletida. Para os valores > 0, contribuições negativas	203
7.10 - Curva espectral padrão da vegetação verde. Observar a alta reflectância na região da banda 4	204
7.11 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens componentes, obtidas das 7 bandas TM. CP1 verde; CP2 vermelho; CP3 azul. Ver texto para indicação de setas	206
7.12 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens componentes, obtidas das 6 bandas TM. CP1 verde, CP2 vermelho; CP3 azul. Ver texto para indicação de setas	207
7.13 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens componentes obtidas: bandas TM 3, 4, 5 e 7. CP1 verde, CP2 vermelho; CP3 azul. Ver texto para indicação de setas	210

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 - Comparações de certas especificações técnicas entre os sensores MSS e TM do LANDSAT 5	67
4.2 - Principais aplicações potenciais das bandas TM do LANDSAT 5	69
4.3 - Sumário estatístico das imagens TM da área selecionada para estudo, corrigidas para efeitos de espalhamento atmosférico	85
4.4 - Matriz de correlação das bandas TM	87
5.1 - Valores dos ângulos zenital e azimutal do sol para a área da serra do Ramalho, durante o período de medidas radiométricas de campo	105
5.2 - Composição química parcial, por absorção atômica, e resumo das análises petrográficas dos calcários da unidade C2	108
5.3 - Composição química parcial, por absorção atômica, e resumo das análises petrográficas dos dolomitos da unidade C2.1	113
5.4 - Composição química parcial, por absorção atômica, e resumo das análises petrográficas dos calcários da unidade C2.2	114
5.5 - Composição química parcial, por absorção atômica, e resumo da análise petrográfica de amostras de rochas da unidade dolomítica C3	117
5.6 - Composição química parcial, por absorção atômica, e resumo da análise petrográfica dos tipos litológicos principais da unidade C6	124
5.7 - Determinação de carbono orgânico total de rochas carbonáticas da serra do Ramalho	127
5.8 - Análise física e química de solos	133
5.9 - Cores Munsell dos solos selecionados para medidas de reflectância em laboratório com o radiômetro ISCO	134
5.10 - Teste de Duncan de múltiplos intervalos para a definição das médias populacionais em subgrupos, das reflectâncias dos solos selecionados para medidas radiométricas	135
5.11 - Porcentagem de argila natural dos solos amostrados espectralmente	140
6.1 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C1	148
6.2 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C2	149
6.3 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C2.1	151
6.4 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C2.2	152
6.5 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C3	153

	<u>Pág.</u>
6.6 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C4	154
6.7 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C5	155
6.8 - Valores da análise discriminante linear para as medidas radiométricas de campo da unidade C6	156
6.9 - Contribuição direta mais significativa das quatro primeiras bandas TM para a discriminação entre unidades, com base na análise discriminante de medidas radiométricas de campo	159
6.10 - Ordenação das melhores bandas TM originais pelo método seleção de atributos	168
6.11 - Ordenação dos 6 melhores subconjuntos de bandas TM originais pelo método de seleção de atributos	169
7.1 - Resultados estatísticos do processamento transformação por componentes principais das 7 bandas TM	198
7.2 - Resultados estatísticos do processamento transformação por componentes principais das bandas TM da região refletida	199
7.3 - Matriz de transformação das bandas 3, 4, 5 e 7 TM	211

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A capacidade do sensoriamento remoto multiespectral, de ampliar a visão humana além do seu limitado espectro visível de observação, trouxe às técnicas de exploração geológica novos conhecimentos e métodos de análise acerca das características espectrais dos objetos, inerentes às suas propriedades físicas, químicas, mineralógicas e texturais. O processo de análise busca, essencialmente, compreender o significado geológico das informações registradas nas diferentes bandas das imagens multiespectrais e decifrá-las de acordo com os mecanismos de interação da radiação eletromagnética com os elementos que, normalmente, compõem a superfície terrestre: rocha, solo e vegetação.

Novas técnicas trazem embutidos novos conceitos de abordagem metodológica e, como tal, para a interpretação das imagens de satélite, foi necessário fazer-se profundas reformulações dos métodos tradicionais de fotointerpretação, consagrados pelo uso de fotos aéreas. As causas principais desta mudança foram devidas tanto ao próprio tipo de formatação dos dados de sensores, os quais são comumente codificados digitalmente em fitas magnéticas, como ao enorme volume de informação para ser processado, o que veio exigir o uso de computadores como uma ferramenta na análise dos dados.

Por outro lado, a versatilidade e inovações frequentes das técnicas de processamentos digitais de imagens multiespectrais, acompanhadas lado a lado pelo vertiginoso avanço da tecnologia de sensores, exigem um esforço contínuo de pesquisa para avaliar a eficiência e desempenho dos produtos dos vários tipos de sensores, para que possam tornar-se operacionais às aplicações práticas. Isto porque, as transferências dos processos de análise, dos métodos de interpretação ou da experiência de aplicações a partir de um determinado tipo e conjunto de produtos, não se efetuam de maneira simples ou direta para os produtos de um outro tipo de sensor.

Tal é o caso dos dados do novo imageador do satélite LANDSAT 5, o "Thematic Mapper" ou TM, dotado de imagens com bandas espectrais distintas de

seus predecessores, e em torno das quais criou-se uma enorme expectativa devido a existência pela primeira vez em imageamento, de bandas específicas a aplicações geológicas. Este avançado sensor multiespectral, em operação desde 1º de março de 1984, contém significativos melhoramentos na resolução radiométrica e espacial e no recobrimento espectral, comparado ao conhecido sensor MSS.

Embora já tenham transcorrido dois anos após o lançamento do LANDSAT 5, o TM é ainda praticamente um sensor experimental, e só agora alguns poucos trabalhos vêm sendo divulgados sobre resultados de aplicações na área de geociências. Como é normal, as pesquisas preliminares (Bernstein et alii 1984; Anuta et alii 1984, Price 1984), concentraram-se nos estudos de avaliação das qualidades intrínsecas dos dados, referentes às distorções geométricas, resposta de calibração dos detetores, efeitos de ruídos coerentes e eficiência radiométrica, com a finalidade de detetar algum desajuste e/ou mal funcionamento do sensor, que pudessem comprometer o imageamento.

Sob este aspecto, os trabalhos de avaliação das imagens do novo sensor TM, às diferentes aplicações em um âmbito mais geral, devem preceder os trabalhos de cunhos ou aplicações mais específicas, da mesma maneira que um mapeamento geológico regional antecede um programa de pesquisa mineral de uma região. Dentro deste contexto, o trabalho que se desenvolveu na presente pesquisa procura basicamente avaliar a eficiência das imagens digitais correspondentes à cada banda TM, ou de algumas combinações de suas bandas, segundo os seguintes objetivos:

- analisar a correspondência das unidades espectrais individualizadas com as unidades de mapeamento na escala 1:50.000, a fim de conferir a aplicabilidade das imagens em mapeamentos geológicos de semidetalhe;
- analisar a discriminação espectral das litologias em face às suas variações de composição mineralógica e/ou química, ou em face às variações macroscópicas do estado físico de suas superfícies;
- estabelecer uma seleção das melhores bandas TM, visando a redução da dimensionalidade dos dados e dos processamentos automáticos de realce de imagens;

- estabelecer o conjunto das melhores técnicas automáticas de realce de imagens digitais, para o cumprimento dos objetivos acima.

Sob o enfoque geológico o objetivo era verificar as possibilidades de identificação de rochas carbonáticas visando analisar nas sete bandas das imagens TM, a separabilidade espectral entre calcários e dolomitos e de suas variações faciológicas, motivado pelo fato de que tais rochas recobrem extensas regiões no Brasil e de serem, comumente, portadoras de mineralizações de grande vulto. O sucesso de se alcançar alguma individualização de algumas fácies carbonáticas, poderá vir a contribuir nos trabalhos de prospecção mineral de metálicos e não metálicos em terrenos desta natureza.

Dado que tais objetivos estão relacionados mais a uma pesquisa de método e avaliação de imagens multiespectrais para aplicações geológicas, do que propriamente para um estudo litoestratigráfico das sequências carbonáticas existentes na área, não se teve uma preocupação maior em aprofundar a discussão geológica, exposta nos Capítulos 2 e 3, além daquela necessária para situar a área dentro do contexto geológico da bacia do São Francisco e para descrever as características mais gerais das suas sequências carbonáticas.

Por esta razão as informações geológicas que se fizeram necessárias para o desenvolvimento desta pesquisa, foram condensadas dos poucos trabalhos prévios existentes sobre a região, sobretudo o de Miranda et alii (1976), e desta forma, as verificações de campo empreendidas na área foram dirigidas para tipos de observações, que permitissem explicar as relações de correspondência das unidades litológicas com os padrões espectrais observados nas novas imagens TM.

1.2 - PROCEDIMENTOS

Em sensoriamento remoto orbital, é muitas vezes crítica a aquisição de algumas informações sobre certas particularidades dos materiais geológicos, dado a uma série de limitações que são impostas não somente pelo desempenho do sensor em si, mas, principalmente, pelas características locais da área, dos tipos de alvos constituintes, das interrelações entre eles e até das condições da atmosfera.

Embora por princípio cada material tem um comportamento espectral distinto, que permite discriminá-lo de um outro que lhe é diferente, em imagens orbitais tipo LANDSAT, devido às dimensões do elemento de imageamento no terreno integrar alvos de naturezas distintas, o valor espectral medido corresponde a um misto das radiâncias de vários materiais ou daqueles que devido ao seus altos contrastes espectrais dominam os demais. Além do mais, a informação espectral registrada nas imagens é equivalente à interação da radiação eletromagnética com os primeiros microns da superfície do alvo, o que implica que a superposição vertical da vegetação, solo e rocha, gera aspectos conflitantes na interpretação dos padrões de radiância das imagens.

As tentativas de minimizar tais limitações podem ser conseguidas com sensores que tenham resolução espacial maior, resolução espectral mais fina e bandas espectrais posicionadas em regiões distintas do espectro, onde haja feições espectrais diagnósticas dos materiais. É esperado pelo menos, que as imagens TM possam suprimir parte destas limitações, as quais impunham para os dados MSS, importantes restrições na discriminação de certas litologias.

Para se certificar de que as sete bandas TM realmente representam uma substancial melhoria no processo de imageamento orbital, o trabalho que se desenvolveu procurou avaliar os dados numa base de análise puramente espectral, em parte confrontando medidas espectrais de campo com os padrões espectrais observados nas imagens.

A imagem utilizada no trabalho foi de 27 de março de 1984, órbita 268 ponto 69, realçada e ampliada por técnicas de processamento automático para a escala 1:50.000.

Segundo um sumário das principais atividades realizadas, inicialmente, no Capítulo 4, foram feitas tentativas de correção atmosférica nas imagens, a fim de reduzir os efeitos de espalhamento da radiação na perturbação das respostas espectrais dos alvos. As imagens corrigidas foram então analisadas com relação ao conteúdo de informação contido em cada banda, através de uma análise de histogramas dos níveis de cinza, de medidas estatísticas da variância e de medidas dos valores digitais dos diferentes alvos presentes na cena, com a finalidade de se ter um conhecimento preliminar das características do comportamento espectral dos alvos de interesse.

Da confrontação dos padrões espectrais identificados em cada banda TM com as unidades geológicas mapeadas no Projeto Fluorita, na escala 1:50.000, foram selecionados pontos de amostragem para medidas espectrais de campo, cujos resultados, discutidos no Capítulo 5, permitiram estabelecer parâmetros de comparação entre a reflectância medida para cada litologia ou solo, com a radiação observada pelo satélite. Tais medidas possibilitaram estimar quais as influências que teriam na discriminação litológica, as variações da composição da rocha, do estado físico de suas superfícies, da cobertura de solos e vegetação e dos efeitos do microrrelevo e, sobretudo, fornecer as bases para uma seleção das melhores imagens entre as quatro primeiras bandas TM.

A discussão referente a esta seleção de bandas é abordada no Capítulo 6. Dois métodos de seleção foram testados: o primeiro, a partir das medidas radiométricas de campo e o segundo, como uma alternativa, a partir de medidas estatísticas de separabilidade espectral entre classes representativas das unidades litológicas existentes na área. Com o conjunto das melhores imagens selecionadas foi então testado os vários tipos de processamento de realce de imagens digitais, o que é tratado no Capítulo 7. As técnicas de realce utilizadas foram as de composições coloridas RGB e IHS, e de componentes principais. Sobre seus resultados foi realizada a interpretação fotogeológica com base na comparação do mapa geológico do Projeto Fluorita e de observações de campo, e retiradas as conclusões finais sobre a eficácia das imagens TM, no mapeamento de unidades geológicas em escala de semidetalhe e na discriminação de rochas carbonáticas.

1.3 - ÁREA DE ESTUDO SELECIONADA

A área selecionada para estudo foi um pequeno setor da borda leste da serra do Ramalho, a qual constitui um dos mais expressivos conjuntos geomorfológicos da porção ocidental da depressão do médio rio São Francisco. Situada à margem oeste do rio homônimo, a serra como um todo ocupa uma área próxima aos 4.000 km², dos quais foi delimitado, na escala 1:50.000, um quadrilátero de 15 x 15 km, no trecho onde a serra expõe uma das mais completas seções estratigráficas do Grupo Bambuí, na região.

Esta porção leste da serra do Ramalho é parte pertencente ao município de Bom Jesus da Lapa, sudoeste do Estado da Bahia, distante 50 km a leste da área de estudo, a qual geograficamente é delimitada pelas coordena

das $13^{\circ}29'$ - $13^{\circ}35'$ de latitude e $43^{\circ}42'$ - $43^{\circ}48'$ de longitude (Figura 1.1). No lado oeste da serra localiza-se a cidade de Santa Maria da Vitória, que junto com Bom Jesus da Lapa constituem os principais núcleos urbanos e econômicos da região.

Fig. 1.1 - Localização da área de estudo (escala 1:1.000.000).

Na área, as cotas mais baixas estão sobre o assoalho da depressão sanfranciscana, ao redor de 450 m, e as cotas mais altas, a 750 m, formam os topos aplainados das derradeiras exposições do grande chapadão arenítico do Urucuaia, divisor das bacias dos rios São Francisco e Tocantins. A rede de drenagem engloba parte da bacia do riacho Pitubas e do rio Correntes, este um dos principais coletores de água dos rios que drenam a oeste, o chapadão do Urucuaia.

O caráter transicional da área, localizada entre dois grandes domínios geomorfo-paisagísticos - os chapadões tropicais recobertos por cerrados e as depressões intermontanas e interplanálticas do semi-árido - realça

certas particularidades da interdependência dos elementos geológicos, geomorfológicos e climáticos, que foram relevantes para a seleção da área e para o cumprimento dos objetivos de avaliação espectral das bandas TM. Os aspectos que se figuraram como os mais interessantes foram:

- a identidade da área como um exemplo representativo das características geológicas e paisagísticas de grande parte da região abrangida pelo médio rio São Francisco e, inclusive, pela sua formação geológica correlata com outras importantes áreas, como a da bacia de Lençóis;
- a ocorrência de unidades constituídas essencialmente de afloramentos de rochas, formando extensos patamares rochosos completamente despidos de vegetação, em flagrante contraste com unidades predominantemente pedológicas;
- a ocorrência de superfícies rochosas com notáveis variações de microrrelevo, provocando diferentes efeitos espectrais da interação macroscópica da radiação solar com as rochas;
- diversidade de formas de relevo;
- variação da cobertura vegetal entre os domínios do cerrado, com sua vegetação foliar perene, e da caatinga, com matas decíduais, colocando situações diversas de exposição das superfícies das unidades;
- e, finalmente, a disponibilidade de imagens de boa qualidade radiométrica, obtida em época favorável para as análises pretendidas.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

2.1 - INTRODUÇÃO

A província geológica denominada Bacia do São Francisco compreende os terrenos Pré-Cambrianos da porção ocidental do cráton São Francisco, constituídos pelas coberturas Proterozóicas e os complexos metamórficos de Santa Izabel, Guanambi, Urandi e Riacho de Santana, os quais representam o embasamento aflorante da bacia. A área da bacia ocupa uma considerável porção da região oeste do Estado da Bahia e da região norte do Estado de Minas Gerais, onde aí tem seu limite sul um tanto impreciso. Segundo Costa et alii (1975), sua porção norte constituiria uma região pericratônica que é reconhecida na altura de São Desidério/Barreiras (meridiano 12°), por uma zona de transição caracterizada por perturbações estruturais e metamórficas mais evidentes do que em qualquer outra parte da bacia. Logo após esta zona de transição estaria seu limite norte, de encontro com a Faixa de Dobramentos Rio Preto. Para oeste ela penetra sob a cobertura arenítica Mesozóica da Fm. Urucuia, seu embasamento emergindo no Estado de Goiás, onde constitui o antepaís da Faixa de Dobramentos Brasília. O limite leste é feito entre a única parte aflorante do seu embasamento, com as escarpas falhadas da Faixa de Dobramentos do Espinhaço setentrional.

Quase toda a bacia é recoberta por sedimentos predominantemente carbonáticos do Grupo Bambuí, que por sua vez estão parcialmente encobertos pelos arenitos da Fm. Urucuia ou pelos depósitos detríticos Terciários-Quaternários que formam a ampla depressão do médio rio São Francisco. O embasamento metamórfico aflora restritamente, apenas nas imediações do limite leste da bacia, nas proximidades com a serra do Espinhaço.

A Figura 2.1 mostra a situação da bacia do São Francisco em relação às demais entidades tectônicas do cráton que lhe são vizinhas. O esquema mostrado nessa figura retrata uma concepção geral proposta por Inda e Barbosa (1978), para a divisão tectônica do Estado da Bahia em domínios geotectônicos-geocronológicos, os quais são caracterizados por uma homogeneidade geocronológica, estrutural e petrogenética. Na definição destes autores, um domínio geotectônico é nesta concepção, uma região correspondente a um "determina

do segmento crustal do tipo continental, em cuja superfície atual são reconhecidos elementos que asseguram à região selecionada, uma evolução geológica própria e distinta das vizinhas, a qual está retratada nas suas coberturas e nos padrões petrológico e geocronológico do seu embasamento".

Fig. 2.1 - Divisão tectônica do Estado da Bahia em domínios geotectônicos/geocronológicos, segundo proposição de Inda e Barbosa (1978).

Dos sete domínios individualizados, três constituem as faixas móveis marginais do cráton do São Francisco, representados pelas faixas de dobramentos Rio Preto, Sergipano e Araçuaí. Os outros quatro domínios situam-se no interior do cráton, representando-se por três entidades de constituição ortoplateaformal e uma de configuração tectono-estrutural de paraplataforma do Proterozóico Médio - Sistema de Dobramentos do Espinhaço.

A Bacia do São Francisco, juntamente com a região da Bacia de Lençóis e o Escudo Oriental da Bahia, compõem os domínios cratônicos de configuração ortoplateformal. De acordo com Inda e Barbosa (1978), estes domínios correspondem a zonas crustais estabilizadas no fim do Proterozóico Inferior, mas que devem ter adquirido condições de ortoplateforma a partir do Proterozóico Médio, desde que nelas inexistem evidências de eventos geodinâmicos expressivos no Mesoproterozóico ou em épocas mais novas. Aparecem como áreas com um embasamento predominantemente Arqueano o qual ostenta os efeitos de uma regeneração crustal imposta por marcantes atividades tectônicas do ciclo Transamazônico.

As limitadas áreas de exposição de seus embasamentos contrastam com os padrões geológicos/estruturais de suas amplas coberturas Meso e Neoproterozóicas, as quais retratam as condições de uma forte estabilidade crustal, principalmente nas regiões da Bacia do São Francisco e da Bacia de Lençóis. Nestes dois domínios não se observa, como nos demais, qualquer significativa diferenciação interna, estrutural ou tectônica, que justificasse subdivisões do domínio, constituindo por isso entidades geotectônicas estritamente homogêneas e bastante correlatas entre si (Inda e Barbosa, 1978). Com relação ao embasamento da bacia, as conclusões atuais (Mascarenhas et alii, 1984) restringem-se em confirmar, com uma certa segurança, que ele adquiriu um caráter estável, de condições cratônicas, a partir do final do Proterozóico Inferior, com os últimos eventos geodinâmicos da região, processados durante o ciclo Transamazônico.

2.2 - AS COBERTURAS PROTEROZÓICAS DA BACIA

As coberturas Proterozóicas ocupam 90% ($\pm$ 95.000 km²) da área do domínio em território da Bahia, e por isso delas advém a própria denominação do domínio como uma bacia. Constituem-se essencialmente de metassedimentos com pouco ou nenhum metamorfismo e sem uma deformação regional significativa. Em Minas Gerais ocorre um relativo aumento no grau de metamorfismo e deformação da porção inferior da cobertura, ao ponto de permitir atribuí-la ou correlacioná-la aos metassedimentos deformados do Supergrupo Espinhaço.

Este conjunto metassedimentar depositado sobre o cráton está reunido sob a designação de Supergrupo São Francisco, caracterizando-se por uma sedimentação em dois tectofácies (Pflug e Renger, 1973): um de mar epicontinen

tal e outro de caráter glácio-marinho e/ou molássico, respectivamente constituindo as seqüências superior e inferior da cobertura. O Proterozóico Superior é a época de formação do Supergrupo São Francisco.

Do tectofácies superior fazem parte o Grupo Bambuí e o Grupo Una, este fora do domínio da Bacia do São Francisco e do tectofácies inferior o Grupo Macaúbas. O Grupo Macaúbas forma um conjunto de metassedimentos de ampla distribuição em área (Minas Gerais e Bahia), constituído essencialmente, da base para o topo, de quartzitos, intercalações de conglomerados monomicticos, metagrauvasas conglomeráticas, micaxistos com granadas, localmente hematíticos, metassiltitos, filitos e quartzitos (Karfunkel e Karfunkel, 1976).

A origem da sedimentação deste grupo suscitou controvérsias, havendo aqueles que lhes atribuem uma deposição glácio-marinha (Karfunkel e Karfunkel, 1976; Hettich, 1977; Dardenne et alii, 1978 e Walde et alii, 1978), hoje aceita para parte do grupo, e outros como Renger (1973), Sholl (1972) e Pflug e Renger (1973) que o consideraram como molassa. A idade do metamorfismo parece se situar entre 750-680 MA, mas é vista com algumas reservas dada a notória heterogeneidade do material refundido ou regenerado pelo desenvolvimento da Faixa Araçuaí (Lima et alii, 1981). De acordo com o mapa geológico das folhas Brasília e Salvador do Projeto RadamBrasil, na Bahia o Grupo Macaúbas passa a ter uma orientação E-W e por isso seus principais afloramentos são a leste, na folha Salvador.

A sua área de ocorrência no domínio da bacia limita-se a uma pequena exposição próxima às cidades de Palmas de Monte Alegre, BA, e Janaúba no norte de Minas, com poucas chances para estudos mais detalhados e por isso não justificando-se discussões mais detalhadas no presente trabalho. Inclusive é posto em dúvida por alguns autores se estas ocorrências não fariam parte do Supergrupo Espinhaço. Desta forma, a cobertura Proterozóica da Bacia do São Francisco é denominada na sua totalidade pelas seqüências carbonáticas-pelíticas do Grupo Bambuí.

2.2.1 - A COBERTURA CARBONÁTICA: GRUPO BAMBUÍ

A ampla distribuição do Grupo Bambuí por importantes áreas dos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás, inclusive sobre grandes extensões do cráton do São Francisco, responde pelo grande número de trabalhos dedicados

aos estudos de suas sequências carbonáticas, que despertaram interesses desde os primórdios do século passado. Várias foram as proposições e tentativas de correlações estratigráficas entre as diferentes áreas de deposição do grupo, dificultadas até recentemente pela falta de conhecimento dos subambientes tectônicos da bacia, os quais, ao ocasionar variações estruturais e litoestratigráficas locais, impediam estabelecer uma coluna estratigráfica de aplicação regional.

Na tentativa de esclarecer esses problemas, a maioria dos trabalhos acabou resultando numa diversificada proposição de idéias sobre o grupo, adotando-se conceitos variados de fácies, tectonofácies ou simplesmente litológicos, nunca aceitos com unanimidade. Por estas dificuldades criadas é que até antes do trabalho de Costa e Branco (1961), não havia sido formulada uma proposta de divisão estratigráfica do grupo que servisse de aplicação regional. Embora reconheça-se atualmente a validade da estratigrafia proposta por Costa e Branco (1961), Figura 2.2, os trabalhos subsequentes questionaram a eficácia de sua aplicação em toda a área de ocorrência do grupo, e assim, novas proposições estratigráficas, visando facilitar correlações entre as diferentes áreas foram sugeridas. Neste período, estabeleceram-se grandes controvérsias de caráter estratigráfico, acentuadas pela acelerada proliferação de denominações regionais e locais para suas sequências litológicas.

FORMAÇÃO	MEMBRO	LITOLOGIA
Rio Paraopeba	Serra da Saudade	Siltitos e ardósias
	Três Marias	Siltitos e ardósias
	Lagoa do Jacaré	Siltitos e calcários
	Serra de Santa Helena	Ardósias
Sete Lagoas		Calcários e dolomitos
Carrancas		Filitos e conglomerados basal

Fig. 2.2 - Subdivisão da "Série Bambuí" segundo Costa e Branco (1961).

Nesta época, alguns dos trabalhos que mais se destacaram e que por algum tempo conseguiram impor uma sugestão de divisão de caráter regional para o Bambuí, foram os de Barbosa (1965) e Braun (1968), os quais contribuíram valorosamente para o mapeamento e interpretação das regiões dobradas e não

dobradas do Bambuí de Minas e Goiás. Outro que também logrou lançar alguma luz na confusão estabelecida, foi o trabalho de Costa e Angeiras (1970), que sugeriram a divisão do Grupo Bambuí dentro do conceito de tectonofácies. A principal contribuição que ficou deste trabalho foi a de determinar e mostrar que muitas das diferenças entre as características geológicas do Bambuí deviam-se aos diferentes ambientes geotectônicos que ocorreram na época de sua sedimentação. Três domínios ou unidades síncronas no tempo foram distinguidos e denominados de tectonogrupo Formosa (Goiás) de natureza miogeossinclinal, tectonogrupo João Pinheiro (Minas Gerais) de natureza transicional, indicando um domínio entre a zona cratônica, e tectonogrupo Sete Lagoas que representaria o equivalente plataformai do grupo, depositado sobre o cráton do São Francisco (médio rio São Francisco).

Embora novamente viessem a se repetir desavenças de opiniões em trabalhos posteriores, não se pode negar que muitas correlações estratigráficas puderam então ser estabelecidas ou melhor interpretadas. Afirmavam os autores que o nível de conhecimento até àquela época permitia estabelecer correlações estratigráficas para serem usadas com segurança nos Estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia.

No Estado da Bahia, as sequências carbonáticas que se prolongam de Minas Gerais, só vieram a ser detalhadas litoestratigraficamente com o Projeto Fluorita da Serra do Ramalho (Miranda et alii, 1976), desde que os interesses em estudos de rochas carbonáticas situadas sobre a área cratônica do Estado, concentraram-se mais nas bacias centro-norte dos rios Salitre, Jacaré-Una e Verde, com fins de pesquisas de depósitos minerais (Misi, 1973, Misi, 1978, Misi e Souto, 1975).

No estudo destas regiões, uma das incertezas que insistentemente preocupavam os estudiosos era o que considerar como Bambuí e se esta era a denominação mais apropriada para uma região geograficamente separada da Bacia do São Francisco. Este assunto foi tema de discussão dos trabalhos apresentados no I Simpósio do Pré-Cambriano do Cráton São Francisco e da parte Norte-Oriental do Brasil, ocorrido durante o XXVII Congr. Bras. de Geologia, em 1973, Aracaju. Como um exemplo dos trabalhos apresentados neste simpósio, pode-se mencionar o de Jordan (1973) que incluía no Grupo Bambuí (ou Grupo São Francisco), além das sequências da bacia do rio Salitre, grupos litológicos considerados litoestratigraficamente similares, tais como a "Série Canudos e

a Série Vaza Barris". Hoje se sabe constituírem uma fácies tectônica profundamente diferente, compondo um conjunto de metassedimentos deformados que caracteriza a fácies miogeossinclinal da zona sergipana do Sistema de Dobramentos Sergipano. Logo após, na sessão de debates, H.Jordan reafirmou, conforme havia sugerido em seu trabalho apresentado durante este mesmo simpósio, a conveniência de se enquadrar na denominação de Supergrupo São Francisco, todas as rochas que são temporalmente correlacionadas com a sequência Bambuí, englobando também aquelas rochas consideradas mais ou menos simultâneas. Assim, seria incluído neste supergrupo, as unidades similares da região norte da Bahia e nordeste do Brasil. O termo Bambuí se restringiria aos sedimentos da plataforma do antigo cráton.

Tal proposta encontrou receptividade nos trabalhos desenvolvidos pela CPRM a partir de 1975, sendo adotada nos projetos Bahia e Bahia II, sul da Bahia e LETOS (leste de Tocantins - oeste de São Francisco), englobando sob a denominação de Supergrupo São Francisco as seguintes sequências abrangidas na área destes projetos:

Grupo Una - substitui o nome Grupo Bambuí na região das bacias dos rios Salitre, Verde e Jacaré, dividindo-se nas formações:

Fm. Salitre - substitui o nome Fm. Sete Lagoas - fácies carbonática.

Fm. Bebedouro - fácies terrígeno basal

Grupo Rio Pardo - região sul do Estado da Bahia

Grupo Miaba e Vaza Barris - em Sergipe, prolongado para NW do Estado da Bahia.

Grupo Macaúbas - região sul da Bahia (glácio-marinho).

Grupo Macururê

Da mesma maneira, na carta geológica ao milionésimo Folha Brasília, Bruni et alii (1976) incluíram no Supergrupo São Francisco, além das unidades depositadas sobre o cráton em condições plataformais, aquelas constituídas pelos cinturões móveis, nas suas zonas marginais (Rio Pardo, Canudos, etc.).

Ulterior modificação nos componentes do Supergrupo São Francisco foi introduzida por Inda e Barbosa (1978) durante a execução do mapa geológico da Bahia, com a exclusão do supergrupo, os Grupos Canudos, Vaza Barris, Miaba, Macururê e Rio Pardo, tendo em vista suas marcantes diferenças lito e tectofaciológicas em relação aos Grupos Bambuí, Una e Macaúbas. Justificaram estes autores que a separação entre os Grupos Bambuí e Una é tão somente por não haver uma continuidade física entre os mesmos, pois que é demonstrado uma notável semelhança litoestratigráfica entre os dois grupos.

Já nos meados da década de setenta, o acúmulo de conhecimentos acerca das sequências litológicas nos diferentes ambientes tectônicos da área cratônica baiana era razoável, como deixa transparecer a excelente obra de síntese de Misi (1979) sobre o Grupo Bambuí no Estado da Bahia. Nela o autor reuniu, além de descrições detalhadas das unidades litoestratigráficas, as correlações, muitas de sua autoria, entre as colunas litoestratigráficas do Bambuí da Bacia do São Francisco e da Bacia de Lençóis. A figura 2.3, segundo Misi (1979), ilustra o quanto se assemelha a litoestratigrafia das duas áreas. Chama o autor a atenção para alguns aspectos dignos de destaque, os quais são mostrados na referida figura: ambas as sequências iniciam-se na base com metas sedimentos terrígenos conglomeráticos-Fms. Bebedouro e Macaúbas; os níveis de calcários dolomíticos, dolomitos e argilitos roxos (unidade C) que sobrepõem a Fm. Bebedouro encontram seus correspondentes nas sequências de litologias observadas no furo estratigráfico Ca-le-Ba na serra do Ramalho (Unidade 6); em ambas as unidades B e 5 verifica-se a ocorrência de calcários dolomíticos laminados com intercalações de metargilito; as unidades B1 e 4 se caracterizam pelos dolomitos róseos e cinza-claro, em ambas as regiões tendo-se a associação de mineralizações de fluoretos e sulfetos de chumbo e zinco; a passagem para as unidades superiores A e 3 é por uma brusca mudança litológica, o que faz reconhecerem-nas como unidades terrígenas formadas de argilitos calcíferos e margas; mais para o topo, as unidades A1 e 2 se caracterizam por distintos calcários micríticos pretos odorosos, com intercalações de horizontes oolíticos e pisolíticos e, finalmente, sendo comum às unidades A2 e 1, horizontes de argilitos e margas com intercalações de calcários pretos.

Fig. 2.3 - Correlações estratigráficas entre as sequências litológicas do Grupo Bambuí da serra do Ramalho e da Chapada de Irecê.

FONTE: Misi (1979).

Tais correlações foram estabelecidas a nível litológico, pois que para o Bambuí do médio vale do rio São Francisco, seguiu-se o preceito de denominar informalmente as unidades, numericamente. Mesmo no mapa geológico da Bahia, Inda e Barbosa (1978) não relacionaram nominalmente as unidades litológicas que margeiam o São Francisco às consagradas formações do Grupo Bambuí, de Minas Gerais, procurando enquadrá-las mais dentro de um conceito lito-tectônico. Para o Bambuí do domínio da Bacia do São Francisco, dividiram o grupo em duas tectonozonas: a primeira corresponde aos conjuntos litológicos depositados em uma situação de ortoplateforma, constituída pelo que denominaram de litofácies Ramalho e Iuiú e, a segunda, corresponde a uma zona de transição entre um ambiente de plataforma e um outro de faixa móvel marginal (Região de Dobramentos Rio Preto), formada pela litofácies Barreiras. Estes conjuntos de litofácies estariam representados por três seqüências litológicas com caráter estratigráfico: seqüência clástica inferior, predominantemente pelítica e psamítica; seqüência carbonática pelítica, de maior área e maior espessura; seqüência clástica superior, predominantemente pelítica (Figura 2.4).

Fig. 2.4 - Tectozonas do Grupo Bambuí da bacia do São Francisco e suas respectivas litofácies, segundo Inda e Barbosa (1978).

Nesta mesma época Dardenne (1978) avaliou os trabalhos realizados sobre o Bambuí da região do Brasil central, e com base no seu respeitável conhecimento adquirido por vários trabalhos realizados em diferentes áreas de deposição do grupo, retornou à divisão estratigráfica original, proposta por Costa e Branco (1961), introduzindo apenas algumas alterações, como a substituição hierárquica de membro para formação, a relocação da Fm. Três Marias para o topo da coluna estratigráfica, e a separação dos sedimentos clásticos da Fm. Paranoá como um grupo independente (Figura 2.5). O autor é veemente na afirmação de que as várias formações individualizadas e consideradas como típicas do Grupo Bambuí - Fm. Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias - são reconhecidas e perfeitamente seguras para correlações nos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Dardenne (1978) também sugeriu denominações mais locais para a região da serra do Ramalho, com a Fm. Sete Lagoas recebendo a denominação de Fm. Januária, bem como a Fm. Lagoa do Jacaré, a denominação de Fm. Nhandutiba (Figura 2.6)

Esta mesma divisão é seguida na carta geológica da folha Brasília do Projeto Radambrasil (Fernandes et alii, 1982), embora, sem muitas explicações, os autores retornaram ao uso do termo Paraopeba, na hierarquia de subgrupo, para denominar as formações integrantes do Grupo Bambuí. Notar que Amaral et alii (1976) já tinham proposto isto anteriormente no mapeamento geológico por imagens de satélite da folha Belo Horizonte.

Na região do médio vale do rio São Francisco, grande parte da área ocupada pelo Bambuí constitui na essência, não mais do que uma unidade pedológica com características de uma planície cárstica, que está oculta pelos depósitos residuais da cobertura Terciária-Quaternária. As áreas mais bem expostas situam-se à margem esquerda do rio, que ficaram protegidas da completa erosão pela cobertura tabular dos sedimentos da Fm. Urucuia.

Realmente duas áreas com características tectônicas de certo modo distintas podem ser separadas. Ao sul, de Januária à Santa Maria da Vitória/Santana, ou seja, até pouco ao norte da serra do Ramalho, o Bambuí é uma sequência de camadas horizontais e subhorizontais pouco ou nada perturbadas tectonicamente, limitando-se a alguns poucos dobramentos suaves e fraturas e falhas gravitacionais. De Santana à Barreiras, ao norte, os sedimentos adquirem uma clivagem de fratura, tornando-se mais frequente as áreas com estratos dobrados.

Fig. 2.5 - Litoestratigrafia do Grupo Bambuí.

FONTE: Dardenne (1978).

FORMAÇÕES LITOLÓGICAS	ESTADOS DE GOIÁS E MINAS GERAIS	ESTADO DE MATO GROSSO		ESTADO DA BAHIA	
		Fm DIAMANTINO	GRUPO ALTO PARAGUAI	SERRA DO RAMALHO	IRECÊ
ARCÓSIOS, SILTITOS	FORMAÇÃO TRÊS MARIAS	Fm RAIZAMA		Fm TRÊS MARIAS	(AUSENTE)
SILTITOS ARGILITOS	FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE	FORMAÇÃO GUAICURÚS		Fm SERRA DA SAUDADE	(AUSENTE)
CALCÁRIOS PRETOS SILTITOS	FORMAÇÃO	FORMAÇÃO	GRUPO CORUMBA (G. ARARAS)	Fm NHANDUTIBA	MEMBRO A
CALCÁRIOS PRETOS OLÍTICOS SILTITOS	LAGOA DO JACARÉ (= Fm NHANDUTIBA)	TAMENGO			
FOLHÊINHOS E SILTITOS	FORMAÇÃO SANTA HELENA	FORMAÇÃO BOCAINA		Fm SANTA HELENA	(AUSENTE)
DOLOMITOS	FORMAÇÃO	FORMAÇÃO		Fm JANUÁRIA	
CALCÁRIOS CINZA	SETE LAGOAS	CERRADINHO			MEMBRO B
CALCÁRIOS ARGILOSOS	(= Fm JANUÁRIA)				MEMBRO C
PARACONGLOMERADO (= TILITO)	FORMAÇÃO JEQUITAI	FORMAÇÃO PUGA (= G. JANGADA ?)		(AUSENTE)	Fm CEBEDOURO
PRÉ - BAMBUÍ	G. PARANOÁ, G. ESPINHAÇO G. ARAÍ OU EMBASAMENTO	G. CUIABÁ		EMBASAMENTO	G. CHAPADA DIAMANTINA OU EMBASAMENTO

Fig. 2.6 - Correlações e Nomenclaturas do Grupo Bambuí nos diversos Estados do Brasil Central.

FONTE: Dardenne (1978).

A sucinta descrição que se segue procura dar uma visão das características do Grupo Bambuí ao nível de formações, dentro do contexto regional da Bacia do São Francisco, e por isso foi transcrita parcialmente dos trabalhos de Fernandes et alii (1982) e Inda e Barbosa (1978), respectivamente autores da Folha Brasília, Projeto Radambrasil, e mapa geológico do Estado da Bahia. Objetiva também tentar estabelecer o relacionamento mais provável das unidades litológicas mapeadas na serra do Ramalho, com as respectivas formações do Grupo Bambuí.

A Formação Sete Lagoas constitui a base do Grupo Bambuí e suas exposições ocorrem ao longo de todo o médio sanfranciscano, representada por

uma espessa sequência predominantemente de calcários (calcarenitos e calcilitos) cinza-escuro e por dolomitos, calco-dolomitos, margas, calcários argilosos e folhelhos subordinados, que atingem 250 m de espessura no furo estratigráfico feito pela CPRM em Montalvânia. Dardenne (1978) denominou de Fm. Januária a correspondente Fm. Sete Lagoas desta região do vale.

Na base da serra do Ramalho encontram-se excelentes exposições desta formação. Além dos calcários cinza-escuro, destaca-se uma faixa de dolomitos superiores com ocorrência esporádica de estromatólitos, conhecidos desde Januária, faixa esta que se caracteriza pelas ocorrências minerais de Pb, Zn e F, as mais importantes concentrações situando-se na borda leste da serra do Ramalho.

As condições dos ambientes de sedimentação da Fm. Sete Lagoas e em si de todo o Grupo Bambuí (exceção da Fm. Três Marias), são típicas da existência de um mar epicontinental cuja estabilidade permitiu uma ampla deposição das unidades, cada uma correspondendo às diferenças nas taxas de subsidência do continente. Nestas condições, os componentes terrígenos da base da Fm. Sete Lagoas correspondem ao início da sedimentação processada pela invasão do mar sobre as áreas continentais, formando subambientes lacustrinos, cujos sedimentos, de cores roxas, gretas de contração e níveis dolomíticos no topo, demonstram exposições subaéreas à época da deposição.

Com o aumento da coluna d'água, a sedimentação da Fm. Sete Lagoas tornou-se predominantemente química, originando as espessas camadas de calcários cinza-escuro. Variações laterais da profundidade do mar possibilitaram a formação de calcários microcristalinos estratificados, de ambiente calmo, águas claras e límpidas, calcários pretos com finas intercalações de folhelhos de ambiente francamente marinho redutor, com desenvolvimento de atividade orgânica ativa, e calcários oolíticos formados a profundidades de ± 10 m em águas límpidas e agitadas. A regressão do mar conduziu à sedimentação em águas cada vez mais rasas, permitindo o desenvolvimento da dolomitização, ao mesmo tempo que florescia grande atividade orgânica, identificada pelas atuais ocorrências de estromatólitos, oncólitos, etc. entre Januária e Santa Maria da Vitória.

Sobre a formação basal sobrepõe-se através de um contato concordante gradativo, a Fm. Santa Helena, constituindo uma sequência predominante

mente clástica, com metamorfismo inexistente ou quando muito manifestado pelas ardósias. Os principais termos litológicos são siltitos, folhelhos, margas, ardósias e argilitos, sendo comum lentes de calcário fino, cinza a preto. Os estratos são plano-paralelos, horizontais. Da mesma forma, seu contato é gradativo e concordante com a formação superior, Lagoa do Jacaré. Sua deposição se fez num período de transgressão, ocorrido logo após a emersão parcial das camadas dolomíticas do topo da Fm. Sete Lagoas, em um ambiente de águas bastante profundas, redutoras e calmas, que permitiu o desenvolvimento de estratos plano-paralelos.

A Formação Lagoa do Jacaré ou Formação Nhandutiba, a correspondente da área cratônica segundo Dardenne (1978), compõe-se de calcários cinza escuro com intercalações de pelitos, tendo uma ocorrência esparsa ao longo do vale, com as melhores áreas de exposição na região da serra do Ramalho e entre os municípios de Brejoilandia e Barreiras. Sua principal característica são seus grandes e contínuos afloramentos de calcários negro-azulado em camadas de 10 a 30 cm de espessura, às vezes com finas intercalações de folhelhos ou calcários oolíticos, como na serra do Ramalho. A cor preta é relativa às condições redutoras e intensa atividade orgânica à época da deposição. Greitas de contração, estruturas oolíticas, estratos maciços, estratos e conglomerados intraformacionais, sugerem uma regressão do nível do mar, com eventos periódicos de emersão em alguns locais.

A formação superior Serra da Saudade tem uma distribuição ainda mais restrita que a Formação Nhandutiba ao longo do médio vale sanfranciscano, compreendendo um pacote de sedimentos clásticos, constituído de siltitos, folhelhos, argilitos e intercalações de calcários e margas. As finas laminações dos estratos pelíticos indicam sua deposição em ambiente marinho profundo e calmo, que evoca uma transgressão do mar após a sedimentação da Fm. Lagoa do Jacaré.

Com relação à Fm. Três Marias, de marcantes modificações do ambiente de sedimentação das formações inferiores, a única possível ocorrência no vale foi aventada por Dardenne (1978), ao correlacionar a ela os siltitos e arcósios (?) da unidade C7 da serra do Ramalho. Tal parece não demonstrar uma afirmação convicta devido à ausência no trabalho de Miranda et alii (1976), de descrição de arcósios e estruturas sedimentares tão típicas desta formação, na região da referida serra.

2.3 - O PADRÃO ESTRUTURAL DA BACIA

Dentro de um contexto regional, Inda e Barbosa (1978) reconhecem o registro de um mínimo de quatro fases principais de deformação nos diferentes domínios geotectônicos do Estado, acometidas no final do Arqueano e Proterozóico Inferior, Médio e Superior. Referente ao domínio da Bacia do São Francisco, a fase mais importante ocorreu no Proterozóico Inferior e as de intensidade mais fraca no final do Arqueano e no Proterozóico Superior. Os referidos autores não assinalaram a presença da fase de deformação do Proterozóico Médio no domínio da bacia. Os padrões estruturais que se configuram na bacia, em decorrência destas fases deformacionais, refletem-se nas porções aflorantes do embasamento (fase Arqueana e Proterozóica Inferior) e nas áreas da cobertura Neoproterozóica (fase Proterozóica Superior).

O padrão estrutural relativo a esta cobertura Proterozóica está representado principalmente nas sequências carbonático-pelíticas do Grupo Bambuí. Na escala regional, Fernandes et alii (1982) o separaram em dois subdomínios bem diferenciados. O primeiro subdomínio situa-se na porção meridional da bacia e estende-se de Serra Dourada para sul, em direção a Januária, adentrando-se na folha Belo Horizonte. É destacado por um subpadrão definido por s-planos primários não deformados pelo menos na análise de pequenas escalas. Em escalas de maior detalhe pequenos dobramentos concêntricos relacionam-se apenas a pequenas áreas de deformação de intrabacia, de caráter sinsedimentar. É proeminente nesta área do domínio um intenso sistema de falhamentos ortogonais com direção N15E e N20W, que se sobressai a nível regional e que tem implicações na conformação desta porção da bacia.

Estes falhamentos são quase sempre gravitacionais, resultados talvez de movimentação epirogenética, colocando lado a lado blocos de rocha pertencentes a diferentes formações do Bambuí, e por isso criando dificuldades para se estabelecer o empilhamento estratigráfico do grupo na região, dada às próprias similaridades do caráter das litologias. Na concepção de Fernandes et alii (1982), as falhas gravitacionais ocorreram durante a época da sedimentação, o que explicaria variações de espessura nos blocos envolvidos.

O segundo subdomínio, ainda segundo Fernandes et alii (1982), surge à medida que se caminha para o norte da bacia, caracterizando-se por dobramentos concêntricos de pequena amplitude e comprimento de onda, e que é gera

dor de uma foliação axial que se mostra penetrativa, com eixos segundo ENE e planos axiais mergulhando 30° para noroeste. Estas estruturas são também progressivamente mais intensas em direção ao limite norte da bacia, assinalando uma zona tectônica de caráter pericratônica que também se manifesta por uma ligeira variação faciológica para sedimentos clásticos e por um relativo aumento no metamorfismo. Estas deformações seriam produzidas pelo campo de tensão que configurou estruturalmente a região de dobramentos Rio Preto. Esta constatação propõe uma hipótese de uma variação contínua nas deformações a partir de uma plataforma estável para o interior de uma região de dobramentos típicos. Nesta área a tectônica rúptil foi intensa, com falhamentos NE-SW de várias dezenas de km, os quais se refletem na cobertura Mesozóica dos chapadões areníticos da Fm. Urucuia, onde os grandes cursos de água alinham-se concordantes àquelas direções, como também sobre as rochas da Formação Três Marias em Goiás.

Geneticamente, o padrão estrutural regional das sequências carbonático-pelíticas demonstra que foram poupadas das transformações e deformações de rochas do final do Proterozóico (500-700 MA) que orlaram parte da borda do cráton, constituindo as regiões de dobramento Rio Preto, Riacho do Pontal, Brasília, Sergipano e Araçuaí, cada uma delas com seus campos tensionais dirigidos ortogonalmente para o interior da região cratônica e, consequentemente, na direção da cobertura Neoproterozóica.

O último padrão estrutural é aquele registrado pela uniformidade geral das feições tabulares da cobertura Mesozóica do Urucuia, com os planos primários horizontais sem evidenciar qualquer deformação significativa mesmo sob a análise de grandes escalas. As únicas indicações de alguma deformação são sugeridas pelos proeminentes alinhamentos paralelos dos sistemas de rios, originados provavelmente por reativações epirogênicas de antigas falhas e fraturas de direção média N50E.

CAPÍTULO 3

LITOESTRATIGRAFIA E O QUADRO NATURAL DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 - INTRODUÇÃO

Regra geral, as regiões tropicais morfoclimáticas do Brasil mostram uma baixa correspondência biunívoca entre os componentes do seu quadro natural e os atributos geológicos. Para o sensoramento remoto isto implica em uma certa restrição na generalização e transferência de metodologias de aplicação e, de certa forma, no mapeamento ou na discriminação dos materiais geológicos da superfície.

Esta limitação é imposta pelo fato de que a maioria dos tipos de dados de sensoramento remoto, e aqui incluem-se as imagens LANDSAT, consiste de uma integração das diversas propriedades dos materiais que se superpõem verticalmente na superfície - vegetação, solo e rocha. Além do mais, com sensores colocados a distâncias orbitais, a área unitária de terreno imageada integra um grande número e diversidade de alvos de naturezas, tamanhos, formas e padrões distintos, aumentando a complexidade da extração e interpretação da informação desejada, e que parece ser mais crítica quando a informação que se procura é referente às feições geológicas, como litologias, estruturas ou indícios de mineralizações.

Sob tais circunstâncias, é necessário conhecer as principais características dos elementos que compõem o quadro natural da área de estudo e as propriedades físicas e químicas dos seus materiais, para saber como caracterizá-los e discriminá-los nas imagens multiespectrais, em função do comportamento de seus atributos espectrais e/ou espaciais. Isto quer dizer que é preciso saber, em sensoramento remoto, como se processam as mútuas interações entre a rocha, o solo e a vegetação e de como esta informação integrada pode ser convertida num dado de conteúdo geológico possível de interpretação.

Com este intuito é apresentado nos itens subsequentes deste capítulo, uma síntese das características litológicas, morfológicas, botânicas e pedológicas da área de estudo. Como será visto nos capítulos seguintes, relativos à interpretação das imagens, o sucesso dos resultados no reconhecimento

das unidades geológicas de mapeamento e de suas litologias, está diretamente associado com a integração destes elementos da paisagem.

Neste aspecto a área da serra do Ramalho é um bom exemplo, por que reúne algumas interessantes combinações entre as unidades geológicas mapeadas na escala 1:50.000 e a paisagem: nela estão contidos extensos pavimentos rochosos completamente despidos de vegetação e solos; litologias que se distinguem por peculiares feições de microrrelevo; unidades litológicas transformadas essencialmente em unidades pedológicas; variações da cobertura vegetal típicas de zonas de transição morfoclimática; e variações topográficas do relevo relacionadas à disposição das unidades litológicas.

3.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA BORDA LESTE DA SERRA DO RAMALHO

Com exceção do projeto "FLUORITA DA SERRA DO RAMALHO", executado pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (Miranda et alii, 1976), não se encontra referências na literatura sobre trabalhos básicos de mapeamento geológico na região de estudo. Os poucos mapas existentes são na escala 1:250.000 ou menores, de caráter muito regional para fins de conhecimento litoestratigráfico.

O projeto FLUORITA teve como objetivos descobrir na região novas jazidas de fluorita e sulfetos associados, e estabelecer uma sistemática de métodos e técnicas de prospecção para estes minérios, aplicáveis às áreas do Bambuí na Bahia. As atividades de detalhe de prospecção geoquímica, geofísica, trabalhos exploratórios e sondagens em duas áreas piloto mineralizadas, precedeu-se uma fase de mapeamento geológico regional na escala 1:50.000, que visava estabelecer as variações faciológicas verticais da sequência carbonático-pelítica de toda a serra. O estabelecimento da coluna estratigráfica foi suplementado por informações de furo estratigráfico. Sete unidades litoestratigráficas aflorantes foram individualizadas ao longo de toda a serra do Ramalho pela equipe do projeto (Miranda et alii, 1976) e foram informalmente denominadas de C1 a C7, onde C designa rocha carbonática e os valores numéricos de 1 a 7 designam a ordem da unidade mais antiga para a mais nova. Um dos furos de sondagem, CA-1e-BA, revelou a existência de uma outra unidade não aflorante, denominada de C0. A estratigrafia da serra do Ramalho representa uma das secções mais típicas do Bambuí na região oeste do rio São Francisco.

Devido às descontinuidades das camadas guias e das frequentes variações laterais de fácies, certas restrições se impuseram para a aplicabilidade da estratigrafia completa C0 a C7. Em alguns locais, como nas regiões central e oeste da serra, foi impossível, segundo os autores do projeto Fluorita, precisar os contatos entre as unidades mais superiores.

Na serra, a região onde melhor se expõe a sequência estratigráfica completa é na borda leste, com as camadas delineando um relevo escalonado cujas quebras topográficas marcam muitas vezes os limites entre as unidades. O pacote aflorante nesta borda atinge uma dimensão vertical de mais ou menos 300 metros, com as camadas normalmente em estruturas horizontais ou com um fraco mergulho contrário às faces das escarpas. Algumas ondulações de pequena amplitude perturbam a uniformidade dos estratos, mas que significam apenas mergulhos primários das superfícies de sedimentação.

As principais características das unidades C0 a C7, que são descritas a seguir, foram tomadas dos dados contidos no texto do projeto Fluorita. A Figura 3.1 mostra o mapa geológico correspondente à área de estudo, de autoria de Miranda et. alii (1976), e sobre o qual foi baseada a descrição das unidades. Na Figura 3.2 é mostrada a coluna litoestratigráfica da porção leste da serra, correlacionada em caráter preliminar com as formações convencionais do Grupo Bambuí, desde que os furos estratigráficos não alcançaram a base da unidade C0. Na mesma figura inclui-se a coluna estratigráfica da única outra área estudada detalhadamente na bacia do São Francisco (região Itacarambi), a qual comprova a continuidade lateral das fácies principais das formações do Bambuí por várias centenas de quilômetros.

MAPA GEOLÓGICO CBPM (Miranda et alii 1976) - 1976 -

Fig. 3.1 - Mapa geológico da borda leste da serra do Ramalho.

FONTE: Miranda et alii (1976).

Fig. 3.2 - Coluna geológica da área de serra do Ramalho, segundo Miranda et alii (1976) e sua correlata da região de Itacarambi, segundo Dardenne (1978).

Unidade Co - Sua presença foi revelada apenas no furo de sonda gem CA-1e-BA, locado na unidade C3, a uma profundidade de 271,5 metros, mas que não chegou a atingir o embasamento. Sua natureza predominantemente dolomítica lhe confere individualidade em relação às camadas sobrepostas essencialmente calcareníticas, da unidade C1 aflorante. Os dolomitos ocupam 30 m do topo da unidade, são microssacaróides, moderadamente estratificados a maciços, cinza-claro a rosados. Segue para baixo um outro tanto de calcarenitos escuros, finos a médios (entre 304 a 338 m) e por último, sem que o furo houvesse atingido a base, calcilutitos dolomíticos com finos níveis intercalados de folhelhos verde-claros.

Unidade C1 - É a unidade basal das que afloram na serra do Ramalho. Sua área de ocorrência está situada na depressão pediplanada do São Francisco, à altura da cota de 450 m. A precariedade de afloramentos impossibilita uma boa caracterização das suas litologias. Cerca de 95% de sua área na região leste da serra são solos vermelho-amarelado, moderadamente argilosos, não havendo, litologicamente, como definir seu contato com a C2. Considera-se este junto às bases das escarpas dos pavimentos rochosos que compõem a serra de Campo Alegre e os morros dos Porcos, Preto e outros semelhantes, sendo assim um critério de caráter mais morfológico. Mesmo no lado oeste da serra, onde seus afloramentos são mais abundantes, persistem as dificuldades em definir seu contato com a unidade superior, confundindo-se as litologias de ambas unidades na zona de contato. A quebra topográfica como critério de limite entre C1 e C2 é discutível neste lado oeste da serra.

Os componentes litológicos da unidade C1 foram determinados no furo de sondagem Ca-1e-BA, localizado próximo do Morro Preto. A sequência litológica mostra um predomínio de calcarenitos muito finos a médios, calcários microrrecristalizados e calcilutitos laminados. Ao norte da fazenda Serra Solta aflora próximo ao topo um nível pelítico alterado composto de margas, siltitos e folhelhos. Uma lâmina deste afloramento revelou ardósia siltosa calcífera, contendo 30% de quartzo detrítico de granulação siltica, 15% de calcita espática de recristalização e 5% de argila sericitizada por processos diagenéticos ou de metamorfismo muito suave. Manchas de solos de cores bem distintas entre si parecem revelar a existência deste ou de outros níveis pelíticos descontínuos. É bem provável que este horizonte constitua uma variação lateral de fácies, já que não foi ele constatado no furo Ca-1e-BA.

Foram medidos 122 m de espessura para a unidade C1 no furo Ca-1e-BA, onde verificou-se uma brusca passagem da unidade C1 para a C2, na altura da cota de 440 m. Desde que em superfície o contato entre as duas unidades parece se situar mais acima, próximo à curva de nível de 500 m, parece casualmente que o furo foi posicionado num local de descontinuidade deposicional da unidade C1, o que indicaria espessamentos e afinamentos locais da unidade.

UNIDADE C2 - O aspecto morfológico é a principal diferença entre as unidades C1 e C2. Enquanto a primeira era caracterizada por constituir uma planície cárstica com raros afloramentos, a unidade C2 identifica-se por grandes pavimentos rochosos nus, que dominam a paisagem morfológica na borda leste da serra do Ramalho. A marcante morfologia cárstica com formas de lapies de juntas é a principal característica desta unidade, se bem que não exclusiva de la. Seu limite inferior compõe uma abrupta quebra topográfica com a planície cárstica da unidade C1, através de uma escarpa vertical de cerca de 15 a 20 m de altura.

Suas principais áreas de afloramentos na borda leste da serra -morro Lajeado, morro Preto, serras de Campo Alegre, Santo Antônio e João Neves -, exibem uma relativa constância na ordenação de suas principais fácies. O mesmo não se verifica em outras partes da serra, onde devido às variações na espessura das fácies fica difícil estabelecer uma sequência estratigráfica padrão.

As rochas mais comuns da unidade C2 são indicativas de ambientes marinhos de águas rasas e de energia moderada a alta, alguns poucos horizontes sugerindo ambientes deposicionais mais calmos. Com o objetivo de detalhar a unidade C2 em duas de suas principais áreas de ocorrência de fluorita e metais básicos, a fim de estabelecer os tipos de jazimentos com as rochas encaixantes, foram mapeadas na escala 1:2.000 sete subfácies na unidade, que devido à alternância muito repetitiva, poderiam ser englobadas em três fácies principais, de acordo com os ambientes predominantes de sedimentação (Figura 3.3). Na primeira fácies, que engloba as subfácies C2a e C2b, ocorrem calcários de cor cinza-escuro (calcarenitos, calcilutitos e calcários recristalizados) bastante idênticos, depositados em ambiente calmo. Na serra de Campo Alegre este pacote inferior atinge 10 a 15 m de espessura. Daí para cima, na par

te intermediária, a segunda fácies principal, representada pela subfácies C2c, é constituída predominantemente de calcarenitos entremeados de finas bandas de dolomitos claros, ora em lentes milimétricas, ora em faixas de 5 cm de espessura, que exibem indícios de estruturas algais. O conjunto mede de 8 a 10 m de espessura. O último conjunto faciológico, que engloba as subfácies C2d-2d', C2e, C2f e C2g sobressai-se pela ocorrência predominante de rochas com estruturas oolíticas-pisolíticas (calcarenitos e calciruditos), alternadas ciclicamente com calcilutitos e calciruditos dolomíticos, que localmente podem se tornar individualizados pelo espessamento de suas fácies. Estas frequentes alterações faciológicas exemplificam as frequentes e rápidas oscilações do ambiente de sedimentação, típico de um mar de plataforma epicontinental, onde ciclos menores de deposição individualizam-se dentro de ciclos maiores. A unidade de C2 atinge uma espessura de cerca de 25 m. Estas três fácies principais não foram mapeadas na escala 1:50.000.

Fig. 3.3 - Coluna litoestratigráfica de detalhe da unidade C2.

FONTE: Miranda et. alii (1976).

No morro do Lajeado e na serra de João Neves, os calcários oolíticos da fácies superior mostram em lâminas um fraturamento intenso e composição mineralógica entre 94% a 100% de calcita, os oólitos tendo um diâmetro aproximado de 0,2 mm. Normalmente ostentam alterações por processos diagenéticos

ticos ou epigenéticos, com a rocha parcial ou intensamente substituída por cimento espático, algumas vezes observando-se uma incipiente marmorização. As rochas de composição dolomítica apresentam geralmente "algal mat" e estruturas de ressecamento. São de cores cinza-clara, também bastante fraturadas, alguns exemplos exibindo um bandamento claro e escuro provocado provavelmente pela presença de matéria orgânica. Foram também amostrados no topo, níveis de brecha calcária formados a partir de calcarenitos finos ou calcilutitos, a rocha apresentando inúmeras fraturas preenchidas por calcita.

Embora a unidade C2 e a superior C3 sejam litologicamente bastante distintas, no campo nem sempre a delimitação entre seus contatos traduz esta diferenciação, pois que os níveis de natureza dolomítica alternados com os calcários oolíticos do topo da unidade C2, parecem idênticos aos dolomitos que caracterizam a unidade C3. O contato parece assim ser do tipo gradacional, podendo ser posicionado no momento em que desaparecem os calcários oolíticos e pisolíticos, e passam a predominar os dolomitos com estruturas estromatolíticas e brechas sedimentares associadas. Em fotos aéreas, na região da serra de Campo Alegre, o contraste morfológico do "carst" de lāpies da unidade C2 com as formas de relevo suavemente onduladas da unidade C3, permite definir com mais precisão o contato entre as duas unidades.

Os furos MP-1BA e CA-1BA atingiram o topo da unidade em cotas diferentes, tendo-se considerado-o entre 500 a 520 m. A espessura da unidade está em torno de 30 a 40 m. Na unidade C2 foi onde se constatou o maior número de concentrações de fluorita na serra do Ramalho, associadas a alguns metais básicos, notadamente Pb e Zn. Em vários locais se observam níveis de alguns centímetros compostos de uma alternância de dolomitos claros, sílica e fluorita, contendo o dolomito, esfalerita e galena.

Unidade C3 - Caracteriza-se por ser uma unidade exclusivamente dolomítica com teor médio de MgO muito acima do verificado nas outras unidades. Vinte e uma amostras deram um resultado médio de 13,8% de MgO.

Duas subsequências foram individualizadas na região oeste da serra do Ramalho. A da base é formada de dolorenitos ou dolomitos recristalizados, textura sacaroidal e cores cinza-clara a rosada, com evidências de dolomi

tização secundária. A do topo é formada de calcilutitos dolomíticos e dololutitos cinza-claro azulados, relacionados a uma dolomitização primária.

Na borda leste da serra ocorre apenas a subsequência do topo, sugerindo a ocorrência de uma barreira à sedimentação dos dolomitos sacaroidais da base, provavelmente por um paleo-alto que também teria limitado o volume de deposição das camadas do topo a apenas 10 a 15 m. Espessuras muito maiores foram medidas na borda oeste da serra.

Na borda leste da serra a unidade C3 é quase uma unidade pedogenética. Os afloramentos são de pequenos blocos arrasados, nivelados à superfície de um solo caracteristicamente de cor amarelo-ocre. O principal componente litológico é um dolomito cinza-claro muito fino, laminado e com estruturas estromatolíticas bem pronunciadas. Em várias seções delgadas de amostras do morro dos Porcos, serra de João Neves e do povoado Taquarí, observa-se a presença constante de "algal mat" e estruturas estilolíticas locais. Análises químicas forneceram um percentual superior a 4% de SiO_2 . São frequentes os afloramentos de brecha lamelar dolomítica, levemente impregnada de óxido de ferro, os maiores clastos com dimensão de até 10 cm ao lado de fragmentos menores que 1 cm. Os blocos normalmente exibem superfícies de ressecamento, são intensamente fraturados e silicificados por soluções de origem diagenética ou epigenética e intensamente recristalizados. Sua composição mineralógica constitui-se de 90% de dolomita e cerca de 10% de quartzo preenchendo fraturas.

A passagem da unidade C3 para a unidade C4 não se manifesta com clareza no campo, porque espessos mantos de solos recobrem também a unidade C4. A morfologia pode ser um critério de distinção entre as duas unidades devido a existência de um relevo de morros côncavo-convexos característico da unidade C4. O súbito desaparecimento da rede de drenagem superficial dendrítica da unidade C4, quando atinge a unidade C3, estabelece também uma indicação do contato entre as duas unidades. O topo da unidade C3 situa-se em torno da curva de nível de 530 m e sua espessura varia em torno de 10 m.

Unidade C4 - É considerada a unidade pelítica da serra do Ramalho e por tal constitui em um ótimo nível de referência para correlação da estratigrafia dos flancos leste e oeste da serra. No lado leste a preservação dos afloramentos das rochas pelíticas é precária, ficando as melhores seções

de exposição de rochas na borda oeste da serra. Igual à unidade C3, é praticamente uma unidade pedogenética.

Ao longo de toda sua sequência litológica intercalam-se lentes de calcários pretos odorosos, recristalizados, de um a três metros de espessura e que se espessam para o topo, enquanto na base da unidade predominam as camadas de termos pelíticos representados por folhelhos, siltitos e margas. Os folhelhos contêm cerca de 30% de carbonato, 5% de quartzo detrítico e 60% de argila sericitizada que se desenvolveu por processos diagenéticos ou então por metamorfismo suave. Seus afloramentos são profundamente intemperizados e impregnados de óxidos de ferro nos planos de laminação. Os calcários negros são calcilutitos, localmente oolíticos e às vezes com "algal mat". Estes calcários parecem estabelecer um nível na mudança das características dos calcários das unidades subjacentes, passando a ser comum nas unidades superiores.

A sequência estratigráfica da unidade C4 pôde ser determinada no furo Ca-1e-BA, caracterizando-se do topo para a base por uma alternância de calcários e folhelhos, que nos 45 m iniciais do furo perfazem uma soma de 27 m de horizontes carbonáticos e 18 m de horizontes pelíticos. Os bancos calcários mais espessos alcançam 6 m e os de folhelhos 5,5 m, ocorrendo alguns níveis de margas ou folhelhos calcíferos. São de cores cinza-escuro e cinza-esverdeado, fina laminação, bem compactados, com presença não rara de uma incipiente sericitização.

Seu contato superior com a unidade calcária C5 exige no campo criteriosa observação, pois a separação entre os calcários do topo da unidade C4 com os da base da unidade C5 parece ser marcada pela ocorrência de um horizonte não muito espesso de calcário oolítico-pisolítico silicificado, que se estende por toda a área. Este horizonte, considerado como base da unidade C5 situa-se próximo aos 630 m de altitude. Por sua composição predominantemente pelítica, é a única unidade da serra com formação de morros de formas arredondadas e padrão de drenagem dendrítico, atípico ao relevo cárstico da serra. Sua espessura média é em torno de 60 m.

Unidade C5 - Os componentes litológicos da unidade C5 são bastante parecidos com os da unidade C4, com a diferença de que volta a ocorrer o predomínio das rochas carbonáticas sobre os termos pelíticos. Topograficamen

te ocorre acima da meia encosta da serra, dando início às sequências de hori
zontes que compõem as partes mais altas e mais declivosas das vertentes da
serra. Na sequência, o mais frequente é encontrar um calcário fino muito pre
to, com fraturas conchoidais e caracteristicamente fétido. Apresenta-se bas
tante silicificado, recortado por finas vênulas de calcita branca, ou então
com agregados no interior da rocha de cristais de calcita preta de recrista
lização. Intercalam-se bancos de calcarenitos finos e calciruditos de cores
cinza-escuro, geralmente estratificados (estratos de 10 cm). Os folhelhos,
nos poucos afloramentos preservados, exibem idênticas características daque
les da unidade pelítica C4, parecendo ocorrer também níveis não muito signi
ficativos de um calcário argiloso, compacto, com fina laminação. Sendo uma
unidade que ainda conserva uma drenagem superficial ativa, observa-se nos lei
tos dos talwegues a formação de finas camadas de caliche concrecionário.

O horizonte de calcário oolítico-pisolítico da base da unidade
C5 chega a atingir 2 a 3 m de espessura, a rocha exibindo uma elevada silici
ficação, que em alguns pontos chega a se transformar em silexito, preservando
na sua estrutura relictos de oólitos. Não se restringe unicamente à base da
unidade, podendo ocorrer ao longo da sequência em finos horizontes descontí
nuos. Vinte e seis análises químicas das rochas carbonáticas revelaram teo
res de MgO inferiores a 4%. A espessura da unidade oscila entre 40 a 80 m, si
tuando o seu topo próximo à curva de nível de 680 m.

Uma forte quebra topográfica marca o contato entre as unidades
C5 e C6, formada por um paredão vertical de calcários pretos, intensamente
silicificados (base da unidade superior), que em perfeita continuidade espa
cial orla toda a extensão da borda leste da serra. A sua maior resistência à
erosão distingue-o nas fotos aéreas e imagens TM, como um horizonte guia de
mapeamento.

Unidade C6 - Nesta unidade desaparecem por completo os níveis
pelíticos ocorrendo exclusivamente rochas carbonáticas. Transpondo-se o pare
dão vertical do contato C5 com C6, a unidade é um contínuo pavimento de aflo
ramentos de calcário, com formas de dissoluções cársticas semelhantes às des
critas na unidade C2. Sem dúvida, retrata uma retomada cíclica das condições
de deposição das unidades inferiores, mormente da unidade C2, mas litologica
mente sua semelhança com esta unidade é apenas parcial.

O termo litológico mais comum na sequência é um calcarenito maciço, silicificado, negro e odoroso e intensamente recristalizado por processos diagenéticos ou epigenéticos. Intercalam-se finos horizontes de calcarenito oolítico, com oólitos ao redor de 0,5 mm, composição de 100% de calcita, também intensamente recristalizada, algumas vezes constituindo um chert oolítico e de contínua persistência lateral. Alguns níveis dolomitizados estão presentes apresentando composições com 90% de dolomita e 10% de quartzo. Os teores de MgO também são baixos nesta unidade, sendo inferiores a 2,3%.

Embora a largura de afloramento em superfície da unidade C6, seja a mais estreita das unidades aflorantes, ela é uma das mais distintas nas fotos aéreas e imagens TM, distinguindo-se nitidamente das unidades que lhe fazem contato. Em fotos se observa a presença de um notável padrão de fraturas paralelas compondo um sistema de juntas que influencia na orientação da erosão regressiva de suas escarpas. Quando ocorre uma mudança na direção das juntas, a linha de escarpa erosiva tende a acompanhar a nova direção estabelecida.

A ausência de uma vegetação do porte das que recobrem as unidades inferiores C3, C4 e C5 é também um fator considerável para a sua distinção em imagens e fotos aéreas. Seu contato com a unidade superior C7 é muito nítido, tanto nas fotos aéreas como no campo, devido à morfologia de morros de vertentes suaves desta unidade superior. Estima-se uma espessura média de 25 m, com seu topo posicionado nas cotas de 695 a 710 m, conforme as variações de espessamento e afinamentos localizados.

Unidade C7 - O processo de repetição cíclica das condições de deposição que se observa com frequência nas fácies das unidades mapeadas na serra do Ramalho, novamente se constata nas características dos componentes litológicos da unidade C7, devido à sua estreita semelhança com a sequência de sedimentos pelítico-carbonáticos da unidade C5.

Folhelhos, siltitos e margas predominam na metade inferior da unidade, com níveis intercalados de calcários. Estes se espessam para o topo, passando a predominar na metade superior da unidade. Geralmente são calcarenitos finos ou então calcilutitos laminados e calcários recristalizados. Nem sempre é fácil caracterizar uma seção completa desta unidade, pois em muitos locais é totalmente recoberta pelos colúvios provenientes da desintegração dos

arenitos da Formação Urucuia. Esta recobre-a discordantemente, sobre uma superfície erosiva de aplainamento. Seu topo está situado na cota de 750 m, sendo-lhe estimada uma espessura de 60 m.

Formação Urucuia - A Formação Urucuia encima o topo da unidade C7, formando o que localmente se denomina de tabuleiros da serra, dado à sua morfologia de mesetas horizontais. A superfície plana quase sempre é revestida por um solo arenoso, localmente pedregoso, os afloramentos se restringindo às encostas das escarpas. Mesmo aí, a intensa decomposição das rochas e o rápido solapamento das bases das vertentes, provocam um entulhamento de solo coluvionar no sopé da unidade, que dificulta a caracterização da sequência litológica representativa de uma estratigrafia. Os blocos rolados normalmente são de arenitos avermelhados de granulação média, impuros, com forte presença de óxidos de ferro, não raro observando-se a existência de uma canga limonítica de aspecto nodular e conglomerática. Algumas lâminas confirmam a presença de limonita e sericita na composição dos arenitos, onde predomina o quartzo detritico. Camadas argilosas e de siltitos avermelhados são encontrados no topo da unidade. Pela topografia estima-se uma espessura máxima na área de 70 a 80 m, situando o seu topo próximo à curva de nível de 830 m.

Nesta região leste da serra do Ramalho concentram-se as mais importantes ocorrências de fluorita, às quais associam-se sulfetos de Zn e Pb em menor quantidade. A associação mineralógica mais comum das ocorrências é a fluorita, galena, esfalerita, pirita, calcopirita e malaquita. Todas as ocorrências são restritas às unidades C2 e C3. Com relação ao condicionamento, as maiores concentrações de fluorita são imperfeitamente limitadas por estratos (tipo estratiforme), enquanto as que não se relacionam a este tipo são pequenas. Linearmente as ocorrências estendem-se por uma extensão de 36 km com uma distância média de incidência de mineralizações, da ordem de 500m. A largura máxima E-W da área mineralizada é de 4,5 km, praticamente sendo toda a borda leste da serra mineralizada. A. Misi, visitando as ocorrências da serra do Ramalho na época da realização do Projeto Fluorita sugeriu as seguintes classificações tipológicas:

- a) mineralizações disseminadas em dolomitos silicosos (borra) com importância significativa para esfalerita e fluorita.

b) mineralizações disseminadas em brechas dolomíticas.

c) mineralizações em pequenas fraturas, lentes ou manchas de calcita.

Outros tipos de ocorrência são sob a forma de lentes paralelas ao acamamento e como bolsões, preferencialmente restritos a certos níveis. Vênulas discordantes ao acamamento e fraturas abaixo dos dolomitos silicosos ocorrem sem importância para acumulação mineral. São bastante comuns os depósitos de fluorita formados no fundo ou nas paredes das dolinas, por concentração eluvial ou coluvial, a partir da erosão dos tipos de jazimentos anteriores. O quadro da Figura 3.4 sintetiza as descrições das principais ocorrências existentes na área de estudo, catalogadas por Miranda et. alii (1976).

A gênese destes jazimentos é ainda polêmica quanto ao seu caráter singenético-diagenético ou epigenético. M.A. Dardenne e A. Misi, a partir de verificações locais durante as fases de pesquisa mineral do projeto Fluorita, defenderam uma origem singenética-diagenética, com as mineralizações associadas a certos tipos faciológicos, de preferência dolomitos, e que teriam se acumulado nos locais de estruturas favoráveis durante a diagênese. Poucas ocorrências discordantes sugerem uma remobilização pós-diagenética ou metassomática a partir de soluções ascendentes, sem entretanto envolver altas temperaturas e que estariam relacionadas ao metamorfismo incipiente que afetou o Bambuí. A aceitação da hipótese singenética foi anteriormente compartilhada por Cassedane (1970) e Beurlen (1973) apud Miranda et alii (1976), para os jazimentos de Montalvânia e Januária - Itacarambi, próximos da serra do Ramalho, enquanto que Amaral (1966), admitia uma origem hidrotermal-metassomática para as galenas de Januária-Itacarambi.

As únicas mineralizações expostas na superfície são as borras de dolomitos silicosos, que atingem poucos metros de extensão. Todas as outras estão abaixo das superfícies de afloramentos, e portanto, a nível de imagens orbitais, nenhum indício das ocorrências pôde ser verificado, embora o espectro do minério de fluorita contenha uma das mais intensas e largas bandas de absorção reconhecida para rochas e minerais, entre 0,55 a 0,70 μm .

Morro Preto	Calcários oolíticos calcários dolomíticos	C ₂	Filões-camadas descontínuas, imperfeitamente concordantes; lentes, bolsões, ramificações dos tipos anteriores; brecha com cimento de fluorita.	Estimativa da ordem de 12.000 t	Pb
Morro dos Porcos	Calcarenito oolítico Calcilutitos escuros e calcários dolomíticos	C ₂	Fluorita em camadas e lentes imperfeitamente concordantes. Bolsões. Ramificações irregulares e partir dos tipos anteriores. Galena em cristais de 0,5 cm disseminada em níveis dolomíticos (2 a 5 cm de espessura). Concentrações locais de galena nos planos de acamamento do calcário em caixante.	Estimativa da ordem de 5.000 t	Pb
Campô Alegre	1-Dolorenitos silificados, às vezes oolíticos, mineralizados e F e Zn 2-Calcários oolíticos-pisoiíticos em alternância com calcilutitos e calcilutitos dolomíticos	C ₂	1- Fluorita disseminada e formando finos estratos na "borra", blenda disseminada parcialmente alterada. 2- Lentes, bolsões, brechas, pequenos filões, ramificações irregulares de fluorita com Pb e Zn associados. Ocorrem logo abaixo da "borra". 3- Pb e Zn disseminados em finos leitos dolomíticos. 4- Brecha dolomítica rica em fluorita e disseminação de cristais eudrícos e subedrícos de galena. 5- Fluorita, colúvio-eluvionar em solo residual. 6- Cristais de fluorita imersos em travertino ("Karsts" recentes).	Estimativa da ordem de 7.000 t a 8.000t	Pb
Santo Antônio	Calcarenitos oolíticos com calcilutitos intercalados	C ₂	Filões - camadas imperfeitamente concordantes. Bolsões irregulares, lentes, fraturamento irregular que pode interligar os níveis horizontais.	Estimativa em torno 5.000 a 7.000 t	Não
João Neves	Brechas dolomíticas. Calcarenitos e calcilutitos dolomíticos.	C ₂	Fluorita preenchendo brechas dolomíticas. Lentes e bolsões imperfeitamente concordantes em calcarenito grão médio. Galena disseminada em níveis de calcilutito dolomítico.	Fraca	Pb

Fig. 3.4 - Principais tipos de ocorrências de minérios da serra do Ramalho.

FONTE: Miranda et. alii (1976).

3.3 - A REGIÃO DA SERRA DO RAMALHO DENTRO DO CONTEXTO DOS DOMÍNIOS PAISAGÍSTICOS

As regiões intertropicais brasileiras exibem uma combinação de fatores climáticos, geomorfológicos, pedológicos e hidrológicos, que resultaram na formação de um quadro paisagístico de relevo e cobertura vegetal, caracterizado por uma notável homogeneidade e extensão territorial, que extravasa os limites das províncias geológicas.

Da constatação deste fato, Ab'Saber (1963, 1970 e 1971), elaborou uma organização das paisagens naturais brasileiras em grandes domínios paisagísticos que, de forma muito expressiva, delimitam grandes domínios morfoclimáticos que se superpõem com as principais províncias fitogeográficas.

Restringindo-se à parte intertropical do Brasil central, onde a altitude é o fator mais constante (300 - 900 m), dois domínios paisagísticos são os mais característicos (Figura 3.5): domínio da caatinga (depressões intermontanas e interplanálticas do nordeste semi-árido) e domínio dos cerrados (chapadões tropicais recobertos por cerrados e penetrados por florestas galeiras de regime pluviométrico a duas estações).

Estes e os demais domínios, segundo Ab'Saber (1963), são caracterizados por uma área nuclear de individualidade própria, a qual apresenta um conjunto de aspectos que a torna área clímax do ponto de vista fitogeográfico. Todavia, não se nota relações específicas entre as áreas nucleares dos domínios e as províncias geológicas, ao contrário, sendo o mais comum existir distintas unidades geológicas, estruturais e geocronológicas dentro de cada domínio.

A passagem de um domínio morfoclimático para outro nunca se faz de uma maneira abrupta, mas através de faixas ou zonas de transição que circundam cada domínio e na qual se interpenetram ou se misturam componentes dos domínios em contato. Por isso, nestas zonas de transição se constata uma infinidade de combinações de fatos fisiográficos heterogêneos que não se repetem com uniformidade por grandes extensões, mas onde quase sempre é admissível encontrar, localmente, uma relação direta dos fatores geomorfológicos, pedológicos, hidrológicos e botânicos, com as condições geológicas e litológicas reais.

nantes. Neste caso, quase sempre é possível compor uma dada informação geológica pela análise conjunta dos diversos fatores que se somam naquela área.

Fig. 3.5 - Áreas dos domínios morfoclimáticos brasileiros.
Área de estudo localizada na figura.

FONTE: Ab'Saber (1970).

A aparente complexidade destas sutis combinações de fatores só será compreensível se forem convenientemente estudadas as interrelações múltiplas dos componentes destes fatores. Em áreas com estas propriedades e características, as imagens orbitais, por suas qualidades multiespectrais e sinóticas constituem um conveniente instrumento de análise.

A região do médio São Francisco, incluindo a área da serra do Ramalho, localiza-se em uma destas faixas morfoclimáticas de transição (vide Figura 3.5), onde se nota em vários detalhes uma nítida influência fitogeográfica tanto do domínio dos cerrados como do domínio das caatingas. Nesta mesma figura observa-se que em distâncias muito curtas se penetra no núcleo de cada um destes domínios.

Dentro de uma possível classificação de organização natural das paisagens das faixas de transição (Ab'Saber, 1971), a área da serra do Ramalho parece que se enquadraria entre as propriedades de dois modelos: faixa de transição por compartimentação topográfica e topoclimática e faixa de transição complexa do tipo dos agrestes, situada em áreas de flutuações climáticas bruscas entre o subúmido e o semi-árido moderado.

Uma descrição sumária dos domínios morfoclimáticos do cerrado e da caatinga, segundo os trabalhos de Ab'Saber (1963, 1970, 1971), dá uma idéia mais clara de como se exerce a influência de ambos sobre a área de transição morfoclimática do médio São Francisco.

Domínio dos Cerrados - Área de arranjo homogêneo e paisagem monotona, semelhante, mas não típica, das savanas africanas. Tipicamente são regiões de planaltos de estruturas complexas e planaltos sedimentares compartimentados. Nos altos interflúvios dos chapadões predominam formas topográficas planas e maciças, solos relativamente profundos, de fraca fertilidade primária (latossolos e lateritas) e vegetação de cerrado, cerradão e campestre. Drenagem perene para os cursos d'água principais e secundários mesmo na estação seca, sua grande diferença com o semi-árido. Corresponde aos chapadões areníticos da Formação Urucuiá.

Nos limites orientais deste domínio há sinais de flutuações climáticas e paisagísticas vinculadas às depressões intermontanas e interplanálticas nordestinas, as quais ganharam áreas em detrimento da redução dos paleopaços dos chapadões centrais, o que quer dizer que o domínio morfoclimático das regiões de caatinga, de tipo azonal, avançou sobre as áreas do cerrado de duas estações bem definidas. Isto explicaria porque se encontra cerrados nos remanescentes dos chapadões sanfranciscano a montante das áreas de caatinga, as quais se situam em níveis mais baixos, correspondentes às depressões inter-

planálticas. Todavia, o contrário não se processa e não se reconhecem relic tos de caatingas no meio do domínio dos cerrados.

Domínio da Caatinga - Região semi-árida subequatorial e tropical de posição azonal, formada de depressões interplanálticas oriundas de fenôme nos de pediplanação ocorridos no decorrer do Terciário e Quaternário. Solos ra sos e variados, muitas vezes líticos e/ou cobertos por pavimentos pedregosos localizados. Grande diversidade na composição florística local das caatingas, muito embora com dominância de plantas xerofíticas de estrutura mesofórmica. O sistema de drenagem é intermitente, de longo curso e extensivamente relaciona do com o regime desigual e pouco potente das precipitações (350 a 600 mm), com fortes disparidades de ano para ano.

As descrições da geomorfologia, vegetação e solos, nos itens seguintes deste capítulo, mostram as evidências das interrelações dos vários fatores pertencentes a estes dois domínios, da maneira como podem ser observa dos na região da serra do Ramalho. A compreensão da interrelação destes fato res é basicamente a chave para a interpretação das imagens de sensores remotos.

3.4 - GEOMORFOLOGIA

3.4.1 - AS SUPERFÍCIES PEDIPLANADAS

A morfologia da área está integrada aos domínios geomorfológicos relacionados com a formação dos relevos da depressão do médio São Francisco - Tocantins. O conjunto como um todo reflete a predominância de processos mor foestruturais que associados à ação de fatores morfoclimáticos geraram diver sas superfícies de aplanamento. Desta forma, resulta que o aspecto geral do relevo é delineado por um desdobramento de superfícies pediplanadas, escalona das a partir do chapadão central para o rio São Francisco, como mostra o per fil da Figura 3.6, idealizado por Penteado e Ranzini (1973).

Fig. 3.6 - Superfícies pediplanadas da região do médio São Francisco.

FONTE: Penteado e Ranzini (1973).

A superfície cimeira, com cotas de 900 a 1000 m, foi esculpida nos sedimentos cretácicos da Formação Urucuia, formando os chapadões areníticos de suave declive para leste, e que segundo Mauro et alii (1982), teria sido elaborada no Terciário Inferior. Estes autores descreveram-na, regionalmente, como uma superfície caracterizada por formações superficiais de textura arenosa fina e por concreções dos tipos carapaça ferruginosa pedogenética (ferruginação do horizonte B) e carapaça em alteritos (ferruginação na própria rocha), ocorridas em uma fase posterior ao aplainamento do chapadão. Estas crostas lateríticas teriam inclusive fornecido as condições para a manutenção dos aplainamentos que caracterizam o chapadão central.

Testemunhos residuais desta superfície são vistos na serra do Ramalho, compondo sobre os patamares das formações carbonáticas, tabuleiros areníticos que contrastam em morfologia com os relevos cársticos daquela serra. Os sedimentos cretácicos do Urucuia inumaram relevos cársticos das formações do Bambuí, que numa fase posterior de pediplanação começaram a ser expostos no topo dos patamares calcários que orlam o chapadão.

A ocorrência de "carsts" cobertos (paleocarsts) indica a possível existência anterior a esta fase de pediplanação de um aplainamento mais antigo, fossilizado no Cretáceo Médio pela deposição da Fm. Urucuia (Mauro et alii, 1982). Ou então teriam se originado da infiltração da água através das camadas areníticas permeáveis, e que retidas na superfície dos calcários, originou sua dissolução como parece indicar algumas observações de campo.

Seguiu-se a esta fase de aplainamento do Terciário Inferior a epirogênese que soergueu o chapadão central, estabelecendo com a depressão do São Francisco um novo nível de base regional. Com a epirogênese processou-se o início de uma intensa dissecação do aplainamento do chapadão, com formação de escarpamentos nas suas bordas.

A segunda fase de pediplanação elaborou uma superfície com cotas de 650 - 700 m (correlacionável à Sul Americana de King, 1965), sendo identificada com a Neogênica do Brasil sudeste, segundo Penteadó e Ranzini (1973). Ela articula-se com a superfície inferior a leste (depressão pediplanada), por fortes rupturas em escarpas verticalizadas. Ela é representada na área de estudo pelo topo das vertentes declivosas das camadas calcárias da serra do Ramalho, constituindo os patamares que orlam o chapadão na margem esquerda do rio São Francisco e pelo topo do conhecido morro da Lapa em Bom Jesus da Lapa, na margem direita (vide Figura 3.6). Esta fase erosiva regional atuou no Terciário Superior, possivelmente no Plioceno (Mauro et alii, 1982). Sua atuação ocasionou o recuo progressivo dos escarpamentos da borda do chapadão, exumando os patamares carstificados, um processo que atualmente ainda se observa devido ao contínuo desmoronamento gravitacional de blocos dos arenitos sobrepostos.

A terceira superfície pediplanada, correlacionável ao Ciclo Velhas de King (1965), atinge as cotas de 450 a 600 m, que é o nível topográfico mais baixo da região. Compõe os pisos da ampla depressão do médio São Francisco, a qual ostenta um conjunto de relevo predominantemente plano e ondulado, que suavemente queda para o rio São Francisco. Ela consiste de uma cobertura detrítico-arenosa, proveniente da depiplanção de rochas do Grupo Bambuí e do embasamento cristalino e, evidentemente, também da contribuição detrítica das áreas vizinhas dissecadas. O limite leste da depressão é junto aos flancos dos

patamares carstificados, aí aparecendo pequenos afloramentos calcários que constituem os resíduos dos aplainamentos.

Segundo interpretações de Penteado e Ranzini (1973), mesmo em desacordo com os processos atuais, ainda hoje conservam-se as formas do relevo herdado desta fase seca de pediplanação do Terciário até o Quaternário Médio, sugerindo que os contrastes climáticos atuais e pré-atuais não parecem ter sido tão intensos como os verificados no Brasil sudeste.

Este fraco contraste climático pretérito e atual explicaria a interpenetração do cerrado e da caatinga coexistindo em áreas atípicas a ambas. Atualmente, na região da serra do Ramalho, ocorre uma atenuação nos processos de pediplanação devido à cobertura vegetal relativamente densa, que reduziria o escoamento superficial das águas, favorecendo a infiltração vertical nas fendas do calcário.

3.4.2 - O MODELADO CÂRSTICO

As unidades carbonáticas da serra do Ramalho exibem uma das mais belas morfologias cársticas do Grupo Bambuí. O destaque morfológico da serra é dado por longos escarpamentos calcários semelhantes a muralhas e pelas formas superficiais de dissolução dos pavimentos rochosos, com o predomínio das feições lúpias e, secundariamente, poços, dolinas e corredores.

Estas feições cársticas geram um padrão peculiar de microrrelevo que nos seus detalhes mostram algumas diferenças, até que notáveis, e que aparentemente podem estar relacionadas às variações de certas características das litologias. A importância disso é que os efeitos destas variações do microrrelevo, devido à extensão que ocorrem, exercem controles na qualidade da radiação que é detectada em cada banda TM e que pode até mesmo superar a radiação refletida em função da própria composição da rocha. Como consequência, os padrões espectrais das unidades litológicas são um misto dos processos macroscópicos e microscópicos da interação da REM com a superfície das rochas. Diante disso é necessário para a discriminação das litologias, saber identificar quais contrastes espectrais foram ocasionados pelas variações do microrrelevo e quais foram causados diretamente pelas diferenças dos tipos de rochas.

A generalização de microformas de dissolução é indicativo, se gundo estudos de Cristofolletti (1974) e Thomas (1974), de que a região deve receber uma quantidade moderada de precipitação e que a presença de vegetação fora dos pavimentos rochosos deve auxiliar a dissolução pela água pluvial de vido a alta porcentagem de CO_2 existente no solo.

Os topos das camadas carbonáticas corroídas de lápies (C2 e C6) constituem verdadeiros pavimentos rochosos, que parecem se formar por um tipo de erosão que sucessivamente provoca por termoclastia o desprendimento de placas ou blocos de rochas ao nível dos planos de acamamento, expondo a seguir uma nova superfície ao ataque corrosivo, que forma rapidamente feições de microlápies e caneluras. Neste processo, a formação dos pavimentos rochosos parece levar a um rebaixamento em massa da superfície topográfica.

Estes pavimentos completamente despidos de vegetação evidenciam a forte ação meteórica das águas pluviais e sua rápida percolação para canais subterrâneos. Toda a percolação da água invariavelmente é dirigida ao longo de juntas e planos de acamamento, tornando os lápies de juntas verticais feições extraordinariamente desenvolvidas, que formam salientes pontões de cristas laminadas, extremamente agudas e cortantes, de alguns poucos decímetros a 3 ou 4 metros de altura, e que são típicos das unidades C2 e C6. A ação direta das águas das chuvas, escorrendo pelas paredes destes lápies, forma um sistema de caneluras ordenadamente disposto e alongado no sentido da maior inclinação das faces. Desde que todas as rochas carbonáticas das diferentes unidades litoestratigráficas satisfazem certas condições especiais concernentes com a litologia para o desenvolvimento de "carst" - as rochas devem ser duras, maciças, bem cimentadas, não porosas -, são as variações na intensidade de diaclasmamento ou na composição mineralógica ou textural das rochas, que diferenciarão as formas cársticas das unidades carbonáticas. Observou-se que algumas diferenças mínimas da rocha, tais como granulação e variação composicional, influenciam a taxa de processos operativos de dissolução pelas águas meteóricas descendentes. Aparentemente, entre calcários fraturados, aqueles mais grosseiros parecem ser mais permeáveis e favoráveis a uma dissolução mais rápida, pois normalmente as formas de lápies de juntas terminadas em pontões atingem nestes mais de três metros de altura (Figura 3.7), resultando pequenos desníveis topográficos que rapidamente sugerem uma variação de fácies.

Na unidade dolomítica (C3), os esparsos afloramentos ao nível do chão, mostram as rochas com uma superfície lisa revestida por uma dura capa de material dissolvido. Na realidade é quase uma unidade pedogenética, onde as formas cársticas expostas restringem-se a furos e sumidouros. Seu contraste morfológico com os pavimentos rochosos lapiasados das unidades C2 e C6 é flagrante, sobretudo porque sobre ela desenvolve-se uma cobertura vegetal que realça ainda mais a coincidência do limite morfológico com o contato geológico, como visto em fotos aéreas e imagens.

Nas unidades pelíticas (C4) ou parcialmente pelíticas (C5 e C7), a presença de morros com perfis côncavo-convexos é a forma dominante de um relevo menos resistente à erosão. O solo de alteração é contínuo, surgindo apenas alguns blocos de rochas enterrados. A drenagem superficial é evidente nas unidades C4 e C5, mas rapidamente desaparece nos sumidouros da unidade dolomítica sotoposta.

O outro conjunto cárstico é a área equivalente à unidade C1, na região pertencente à depressão do São Francisco. Apresenta-se como uma planície cárstica onde centenas de dolinas e furos atuam como um receptor das águas meteóricas para rotas subterrâneas. Há uma tamanha efetividade em coletar as águas, que somente os rios maiores conseguem cruzar a planície, os menores desaparecendo nestes sumidouros. Este sistema de drenagem é conhecido como "sinking creeks". A floresta decidual é uma cobertura homogênea sobre esta planície, o que ajuda a acentuar os contrastes morfológicos com os patamares rochosos carstificados da serra do Ramalho. A diferença entre este conjunto cárstico com aquele da serra propriamente dito, sugere que ambos evoluíram sob diferentes condições morfogenéticas, refletindo a influência de condições climáticas mais ativas na esculturação das formas de relevo da depressão pediplanada pleistocênica.

Duas pequenas serras (morro Santo Antônio e serra Solta) ficam-se em meio à planície com flancos tão verticais e retilíneos que sugerem escarpas de linha de falha. Elas permaneceram como relevos residuais da erosão diferencial que provocou o recuo paralelo das bordas dos pavimentos cársticos. Observa-se que este relevo paralelo das escarpas calcárias é concordante com a direção de diaclasamento, e que parece mesmo guiar o alongamento das linhas das escarpas.

Estas mesmas feições cársticas encontradas na serra do Ramalho foram também identificadas no morro residual de Bom Jesus da Lapa, e descritas por Tricart e da Silva (1961), que as consideraram-na um exemplo da evolução cárstica em meio quente e seco, que longe está de se parecer com aqueles das regiões quentes úmidas que se tornaram clássicas como tipo de "carst" tropical. De acordo com estes autores, a evolução cárstica parece ser muito lenta, própria de um lado pelos calcários muito puros e por outro devido ao clima tropical seco.

Esta variedade de "carst" tropical é sensivelmente diferente das regiões vizinhas a Belo Horizonte (Tricart, 1956), onde o clima é mais úmido, com índices pluviométricos de 1200 a 1500 mm e onde a litologia é também menos pura e menos maciça.

3.5 - VEGETAÇÃO

Como em vários outros tipos de produtos similares às imagens LANDSAT, a cobertura vegetal pode obscurecer a superfície e causar dificuldades para discriminar as rochas. A intensidade com que isto ocorre depende da densidade da vegetação e do seu estado fenológico. A relação é variável de banda para banda, essencialmente porque a vegetação tem um padrão de reflectância que é distinto em três porções do intervalo espectral das bandas TM. Segundo Raines e Canney (1980), Figura 3.8, de 0,4 a 0,7 μm há uma grande absorção da radiação pela vegetação para suprir a energia necessária para a fotossíntese, com um forte pico em 0,45 e 0,68 μm devido aos pigmentos da clorofila a. Na região de 0,7 a 1,3 μm ocorre o inverso, a vegetação tornando-se altamente refletiva devido às discontinuidades do índice refrativo interno das interfaces ar-célula das folhas. De 1,3 a 2,5 μm novamente ocorrem absorções devido à presença de água nas células das folhas, a qual domina o comportamento da reflectância.

Fig. 3.7 - Aspectos dos lãpies em pontões típicos dos calcários das unidades C2 e C6.

Fig. 3.8 - Curva espectral da vegetação e suas respectivas bandas de absorção.

FONTE: Raines and Canney (1980).

O efeito de tal comportamento espectral da vegetação sobre diferentes tipos de rocha, foi avaliado por Siegal e Goetz (1977) através de medidas espectrais de campo em terrenos de andesitos, calcários, fragmentos limoníticos argilizados e solos, considerando porcentagens variáveis de cobertura vegetal. Para o caso da vegetação verde os resultados são mostrados na Figura 3.9a, onde se observa que a influência da vegetação é maior para as rochas de baixo albedo (andesitos). Somente para as rochas limoníticas e solos é que o efeito da vegetação não é pronunciado. Nestas, até com 30% de cobertura, a forte e ampla banda de absorção em $0,85 \mu\text{m}$, devido ao ferro, é ainda reconhecível e o espectro composto rocha + vegetação é quase que o espectro da rocha. Em todos os casos a declividade das curvas espectrais são mais afetadas pela vegetação nos comprimentos de onda menores. Contudo, no caso da vegetação ser seca (Figura 3.9b), nota-se que não há praticamente influência da vegetação no espectro da rocha. A forma do espectro composto para cada diferente tipo de rocha é quase que a do material lítico.

Fig. 3.9 - a) Efeitos da cobertura vegetal verde sobre a reflectância de vários materiais; b) idem vegetação seca.

FONTE: Siegal e Goetz (1977).

Este exemplo tem o objetivo de procurar demonstrar que, quando se pretende trabalhar com imagens multiespectrais, é necessário descrever, mesmo que superficialmente, as características gerais da cobertura vegetal, seu estado fenológico e estimar a organização da distribuição das principais formações vegetais, para poder avaliar a influência dos seus efeitos na discriminação das unidades litológicas.

No médio São Francisco a cobertura vegetal numa visão geral se constitui de duas formações principais: o cerrado e a floresta tropical caducifolia. Todavia, numa escala mais detalhada identifica-se uma variedade relativamente grande nos setores de transição destas duas classes de vegetação, notando-se uma dependência muito estreita de sua complexidade com os elementos físicos da geologia, geomorfologia e pedologia.

Especificamente, as seguintes classes de vegetação foram reconhecidas na área: Floresta Estacional Decidual (ou floresta tropical caducifolia); Cerrado Arbóreo Denso, Caatinga e Floresta Estacional Semidecidual. Suas distribuições em comparação com a distribuição das unidades geológicas e morfológicas esboçam uma razoável concordância, que pode ser observada tanto em fotos aéreas como em imagens TM.

A floresta estacional decidual é típica da região da planície cárstica da unidade C1, com a presença de árvores de porte ereto, troncos lisos de 15 a 20 m de altura, com copas ralas em para-sol, constituindo uma formação seca de caráter decíduo relativamente densa. As espécies sub-xerófitas são as mais comuns e, periodicamente, despem-se de folhas durante a estação seca. A penetração pela floresta é relativamente fácil e a boa iluminação debaixo da mata indica que uma boa parcela do solo fica exposta à luz direta (Figura 3.10).

A perda da cobertura foliar é em torno de 80% e poucas espécies pouco abundantes mantêm-se sempre verdes. A submata é rala, apresenta também caráter decidual e forma um estrato de três a quatro metros de altura. Estas condições não impedem totalmente a caracterização dos solos e rochas que revestem, através de dados de sensoriamento remoto, durante a estação seca.

Fig. 3.10 - Aspecto geral da floresta estacional decidual da planície cárstica da unidade C1, mostrando a acentuada perda de folhas no período seco e a consequente exposição do solo.

A profusão de denominações dada a esta floresta, tais como mata seca acaatingada, floresta estacional decidual, floresta tropical caducifólia, floresta xerofítica decidual, etc., é uma conseqüência da franca mistura de espécies florísticas que a habitam, tanto típicas da caatinga como da floresta decidual. O fator climático é o elemento decisivo na definição dos limites de separação destes dois tipos de vegetação. Porém, na zona de transição a litologia, solo e relevo são os fatores que estabelecem os locais de ocorrência das diferentes comunidades de vegetação. Assim é que numa rápida observação, vê-se que a floresta decidual de alto porte desenvolve-se sobre os solos mais espessos tipo terra roxa similar, de maior disponibilidade de água e mais alta fertilidade e, preferencialmente, em terrenos planos. Enquanto isto, nos pavimentos de rochas carbonáticas apenas florescem as leguminosas espinhentas e as bromélias, o cerrado preferindo os solos mais ácidos em terrenos mais altos.

As espécies mais abundantes e de maior densidade da floresta decidual são: aroeira (*Atronium urundeuva*), pau d'arco-roxo (*Tabeluia ipe*), pau

pintado, angico (*Piptadenia* sp.), pau-ferro (*Caesalpenia ferrea*), barriguda li
sa (*Cavanillesia arborea*). As espécies da caatinga que se misturam são a ca
tingueira (*Caesalpinia pyramidalis*), pereiro (*Aspidosperma pyriforme*) e mal
vão (*Cordia* sp.).

A caatinga representa uma formação vegetal de porte médio com
elementos arbóreos menos agrupados, que apresentam-se despidos de folhas na
maioria dos seus componentes durante o período de estiagem. Há uma variação
na altura do estrato, com locais atingindo 10 m de altura e outros limitados a
5 metros. Este estrato menor é formado de vegetais lenhosos, com esgalhamento
baixo, caráter xerofítico, presença de espinhos e rápido verdescimento com
policromia na época das chuvas (Figura 3.11).

Fig. 3.11 - Caatinga arbustiva.

Na serra do Ramalho a caatinga é encontrada revestindo os morros
e colinas suaves das unidades C3 e C4, onde os solos são menos profundos do
que na unidade C1, têm baixo conteúdo de matéria orgânica, e onde a retenção
da água é reduzida pela rápida infiltração e perda pelos canais subterrâneos.

Nesta formação arbórea de fanerófitas decíduais, as espécies
mais comuns são a braúna (*Schinopsis brasiliensis*), a catingueira (*Caesalpinia*
pyramidalis), a aroeira (*Astronium urundeuva*), espinheiro (*Piptadinia* viredi

flora). Dentre os arbustos encontram-se, predominantemente, o quebra facão (*Croton* sp.), o marmeleiro (*Croton* sp.), malva cabeça de veado (*Pavonia varians*) e pereiro (*Aspidosperma pyrifolium*), que se entremeiam, aparentemente sem que uma espécie componha uma comunidade dominante numa certa área. A diversidade florística da caatinga é grande, assim como a sua mestiçagem com espécies de outros tipos de vegetação de alto porte. A área de solo que se expõe durante o período de estiagem é grande.

Nos lajedos ou pavimentos rochosos das unidades C2 e C6 praticamente desaparece a vegetação, sobrevivendo alguns capões de fanerófitas espinhosas no fundo dos corredores e poços. No mais, só existem cactáceas e bromeliáceas com suas belas inflorescências embutidas. Destacam-se as espécies co roas de frade (*Melocactus bahiensis*), macambira (*Bromelia laciniosa*), palma tória de espinho (*Opuntia palmadora*), gravatã (*Agave americana*), que se fixam diretamente na superfície da rocha, com as raízes penetrando nas pequenas fendas (Figura 3.12).

Fig. 3.12 - Vegetação espinhosa típica dos pavimentos rochosos que caracterizam as áreas de afloramentos das unidades C2 e C6.

O cerrado arbóreo denso aparece somente nos platôs areníticos que formam o topo da serra do Ramalho, localmente conhecidos por tabuleiros. Compõe uma cobertura vegetal uniforme, constituída de espécies arbóreas que revestem quase que por completo o chão, caracterizando-se por indivíduos de porte atrofiado, esgalhamento baixo e copas assimétricas, súber espesso, folhas muitas vezes coriáceas e ásperas. Segundo Azevedo (1964) este cerrado é remanescente do cerrado típico do Brasil central, que aí teria penetrado em condições de umidade mais favoráveis que as atuais.

A sua preferência para cotas mais altas (acima de 750 m) se associa com temperaturas mais amenas, em torno de 22°C e precipitações em média mais volumosas, em torno de 1000 mm anuais. Pelo simples fato de se estar em área de transição morfoclimática, esta não é a formação de cerrado típico do chapadão Urucua, cuja forma dominante é o cerrado arbóreo.

As espécies mais comuns e frequentes são o pau-terra folha-úmida (*Qualea parviflora*), pau-terra-folha-larga (*Qualea grandiflora*), barbatimão (*Dimorphandra mollis*), lixeira (*Curatella americana*), paus-santos (*Kielmeyera* sp.) e pequi (*Caryocar brasiliense*). No estrato herbáceo predomina o algodão bravo.

A fitofisionomia das áreas de cerrado denso confunde-se em aparência com a floresta estacional semidecidual que parcialmente povoa as bordas do chapadão arenítico do Urucua, na área de estudo (Figura 3.13). Dado à devastação recente destas vegetações pela implantação de grandes fazendas pecuárias com formação de pastos e extração dos seus indivíduos mais exuberantes, é difícil distinguir as áreas do cerrado denso da mata semidecidual. Esta, adaptada aos solos ácidos e temperaturas mais frias do que as da floresta decidual da depressão, mantém com relativa estacionalidade a sua cobertura foliar, reduzida em menos de 50% no período de seca prolongada. Segundo Silva e Assis (1982), a percentagem do número de árvores caducifólias do conjunto florestal situa-se entre 20 a 50%.

O porte da Floresta Estacional Semidecidual Higrófila é em torno de 10 m, apresentando segundo Silva e Assis (1982) uma vegetação cespitosa, com cipós e espécies tipo paus-d'arco (*Tabebuia serratifolia*), pau-d'alho, peroba parda (*Aspidosperma melanocalyx*), sucupira (*Bowdichia nitida*), cedro ver

melho (*Cedrela fissilis*), aroeira (*Astronium urundeuva*), jatobal-açu (*Hymenaea courbaril*), pau-ferro (*Caesalpinia ferrea*), etc.

Do exposto, nota-se que a compartimentação fisionômica da vegetação atrela-se às variações topográficas, que por vez retratam a mudança litológica ou pedogenética. O caráter generalizado de decidualidade da vegetação em períodos de precipitações desfavoráveis, é outra importante circunstância favorável à obtenção de dados de sensoriamento remoto, pois permite obter durante o período da seca melhores informações sobre as características das rochas e solos abaixo da cobertura vegetal.

Fig. 3.13. - Contraste da vegetação do cerrado (topo da foto) com a vegetação das unidades calcáreas.

3.6 - SOLOS

Embora as classificações taxonômicas de solos sejam baseadas em observações descritivas e determinações analíticas das características físicas, químicas, estruturais e texturais dos diferentes horizontes pedológicos, os métodos de mapeamentos de solos levam adicionalmente, em consideração, a associação dos elementos da paisagem - principalmente relevo, drenagem e vegetação - para representar cartograficamente o mapeamento das unidades. A conveniência disso para o sensoriamento remoto é porque as imagens multiespectrais retratam apenas as informações provenientes da interação da radiação eletromagnética com os primeiros microns da superfície, e portanto, dos solos somente o horizonte A superficial teria importância na constituição dos padrões espectrais das imagens, o que tornaria quase impraticável comparar unidades pedogenéticas com unidades espectrais. Obviamente, quanto maior correspondência houver numa certa área entre a classe de solo mapeada e os elementos da paisagem, mais próxima estará também a combinação com o substrato litológico e, por conseguinte, melhores serão as chances de se identificar nas imagens LANDSAT as unidades litológicas transformadas em unidades pedogenéticas. Muitas das características dos componentes minerais da rocha ficam impressas nos diferentes horizontes do solo, e são normais as concentrações preferenciais de certos óxidos e hidróxidos e mesmo de resíduos minerais, nos horizontes superiores.

Na região leste da serra do Ramalho, as unidades pedológicas em sua maioria refletem com grande destaque o relevo e a litologia como os elementos principais de correlação entre a distribuição das unidades pedológicas e os fatores de formação dos solos. O levantamento de solos executado pela HIDROSERVICE (1971), Figura 3.14, mostra a flagrante concordância na relação de mapeamento das unidades pedológicas-litológicas.

As unidades de solo foram cartografadas ao nível de associações, embora os tipos de solos sejam pouco variáveis, predominando a classe terra roxa estruturada similar eutrófica. Todas as classes de solos apresentam perfis com sequência de horizontes carbonáticos A, B e C, subdivididos em A1, A3, B21t', B3t e C. São medianamente a pouco profundos, com horizonte A usualmente moderado, isto é, apresentam teores de carbono orgânico variáveis, espessura e/ou cor que não satisfazem aquelas requeridas para caracterizar um horizonte A chernozênico ou proeminente. A espessura máxima média é em torno de 2,20 m.

- LV2 - Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura argilosa.
- BV2 - Brunizem Avermelhado textura argilosa + Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica textura argilosa + Afloramento de Rocha
- TRe1 - Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica textura argilosa + Podzólico Vermelho Amarelo Equivalente Eutrófico textura argilosa, argila de atividade alta.
- TRe2 - Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica textura argilosa + Brunizem Avermelhado textura argilosa + afloramento de Rocha
- TRe3 - Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica textura argilosa + Afloramento de Rocha
- TRe4 - Terra Roxa Estruturada Similar Eutrófica textura argilosa + Solos Litólicos Eutróficos textura argilosa + Afloramento de Rocha
- AR - Afloramento de Rocha

Fig. 3.14 - Mapa Pedológico.

FONTE: HIDROSERVICE (1971)

A nível de grande grupo e categoria imediatamente abaixo, as seguintes classes de solos foram mapeadas e descritas na região de estudo, segundo o trabalho de Wittler et. alii (1971).

a) Solos com Horizonte B Textural - Argila de Atividade Baixa.

Incluem-se nesta classe os seguintes tipos de solo:

Terra rocha estruturada similar eutrófica (TRe) - São solos com horizonte B textural, argilosos e baixa diferenciação textural entre os horizontes A e B, evidenciando pouca eluviação de argila. São de reação moderadamente alcalina, porosos, bem drenados e frequentemente associados a afloramentos de rocha. O horizonte A apresenta espessura que varia entre 10 a 30 cm, e cores que variam de vermelho-escuro a bruno forte, com porcentagem moderada de matéria orgânica. A saturação de base é alta, predominando os cátions cálcio e magnésio. Eles ocorrem em relevos plano, suave, ondulado e forte e são dominantes em quase todas as unidades geológicas. Aparentemente é um tipo de solo preferencialmente oriundo de rochas calcárias, as quais são dominantes na serra do Ramalho.

Podzólico Vermelho-Amarelo Equivalente Eutrófico - Não é um solo dominante, sendo restrito a pequenas áreas não mapeadas da planície cárstica correspondente à unidade C1. Possui horizonte B textural, gradiente textural que se apresenta na maioria dos casos não muito evidente, porosos, bem drenados e sem problemas de permeabilidade. O horizonte A é fraco ou moderado, com espessura variável de 10 a 30 cm e matizes que comumente variam de 7,5YR a 10YR. A porcentagem da matéria orgânica é inferior à dos solos terra roxa similar, variando entre 1% a 2,5%. A textura é entre areia a franco arenosa e estrutura fraca, com transição para o horizonte B geralmente plana e gradual, o qual apresenta cores contrastantes com o horizonte A - 2,5YR a 5YR. Aparentemente resulta de transformações de materiais provenientes de sedimentos argilo-arenosos, influenciados por materiais das unidades carbonáticas. Uma de suas áreas é próxima ao contato da unidade C2 - C3 na terminação sul da serra de Campo Alegre, onde está diretamente relacionado à presença de uma fácies sílexito.

b) Solos com Horizonte B Textural - Argila de Atividade Alta (BV2).

Dentro desta unidade Taxonômica a única classe de solos mapeada na área foi brunizem avermelhado. São caracterizados por apresentarem um horizonte A chernozêmico (horizonte mineral superficial relativamente espesso, escuro, com alta saturação de bases) nitidamente diferenciado com o horizonte B. O horizonte A é espesso, com mais de 20 cm, de cores cujos matizes variam de 5YR a 10YR e valores de croma menores que 3. Textura usual franco-argilosa e a porcentagem de matéria orgânica é normalmente superior a 3,5%. A este tipo de solo nota-se uma tendência de se associar uma cobertura vegetal menos densa, seja na área da floresta caducifolia ou nas áreas de caatinga. É bem provável que resulte originalmente de rochas dolomíticas, dado que uma de suas áreas de ocorrência situa-se nos domínios da unidade C3. São geralmente mais rasos que os outros solos, atingindo espessuras médias máximas de 1,20 m.

c) Solos com Horizonte B Latossólico (LV2).

Nesta categoria inclui-se o solo Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, exclusivamente típico da cobertura arenítica da Fm. Urucuia. É um solo mineral profundo a muito profundo com horizonte B latossólico e diferenciação pouco nítida entre os horizontes em virtude do tênue contraste e transições amplas entre os mesmos. A textura é média ou argilosa, baixa saturação de bases e reação fortemente ácida, acentuadamente drenados, muito porosos e bem permeáveis.

O horizonte A, composto de A1 e A3, varia de 10 a 20 cm de espessura e superficialmente apresenta coloração bruno-avermelhado a bruno, com matizes que variam de 2,5YR a 10YR. A consistência para o solo seco varia de solto a ligeiramente duro. A porcentagem de matéria orgânica é baixa, em torno de 1%.

São característicos destes solos, a grande profundidade, o gradiente textural muito pequeno, baixa relação silte/argila no "solum", baixo teor de bases trocáveis, pH inferior a 5,5 e ocorrência em áreas de relevo plano. Estão associados à vegetação do cerrado da Fm. Urucuia.

d) Solos litólitos

Pela área, com frequência depara-se com pequenas manchas de solos litólitos que se tornam mais constantes nas unidades de relevo mais forte (C4 e C5), chegando a ser dominante em partes da unidade C7. Constituem solos pouco desenvolvidos, com sequência de horizontes A, C e R, em que o fator tempo, auxiliado pelo relevo excessivo, destaca-se sobre os demais fatores de formação de solo. A espessura é de aproximadamente 40 cm, constituído pelos horizontes A e C, sendo bastante relacionados com o material originário, que é responsável direto por parte das suas características químicas.

Em resumo, do que se procurou expor na descrição destes elementos que integram a paisagem da região leste da serra do Ramalho, fica constatado que ocorre uma forte relação interativa entre as características das unidades litológicas, do solo, do relevo e da vegetação. Tal condição permite interpretações de cunho multidisciplinar com grande efetividade nos estudos da geologia da área, onde as imagens TM do LANDSAT pelas suas qualidades multiespectrais e alta resolução espacial, constituem uma ferramenta de grande potencial.

CAPÍTULO 4

LANDSAT 5 E IMAGENS DIGITAIS TM

4.1 - O SATÉLITE LANDSAT 5

Os primeiros planos para a obtenção repetitiva de dados da superfície terrestre, visando a pesquisa de recursos naturais a partir do espaço, iniciaram-se em 1967. Não havia um consenso se o sistema sensor de imageamento orbital deveria satisfazer à necessidade de obtenção de dados de alta resolução espectral (sistema MSS), ou de alta resolução espacial, como câmaras de TV (sistema RBV). O motivo era que na área de agricultura, experiências com scanners multiespectrais a nível de aeronave, haviam comprovado um desempenho mais efetivo das imagens multiespectrais na caracterização dos tipos de cobertura vegetal e de áreas agriculturadas, enquanto a longa experiência com sistemas fotográficos apontavam, para a geologia, a maior eficiência de sensores de alta resolução espacial. Posteriormente ao lançamento do primeiro satélite, o sistema MSS se mostrou mais eficiente e então aos poucos foi-se tornando o sistema prioritário do programa LANDSAT. O MSS fez parte de todos os satélites da série LANDSAT e foi mantido no LANDSAT 5 apenas para dar tempo aos países portadores de estações receptoras de adaptarem seus sistemas de recepção para as imagens TM, evitando, assim, causar-lhes prejuízos na continuidade de seus projetos de aplicações.

Apesar da seleção das bandas para o MSS ter sido bem mais favorável à agricultura que às aplicações geológicas, a visão sinóptica mostrada pelas imagens (33.325 km²) ofereceu meios bastante convenientes para estudos tectônicos e mapeamentos geológicos e estruturais em escalas regionais. As restrições mais críticas eram referentes à deficiente capacidade do sistema de obter informações essenciais à identificação e discriminação de certos tipos litológicos, seus produtos de alteração e mineralizações associadas, o que limitava seriamente estudos mais específicos voltados à pesquisa mineral.

Estas restrições eram também impostas pelos níveis de resoluções (espacial, espectral e radiométrica) relativamente grosseiros, que acentuavam as confusões espectrais entre os diferentes materiais geológicos. Por isso, a exceção talvez da área agrônômica, exigia-se algumas alterações nos sistemas sensores para que pudessem atender, com mais especificidade, as pretensões das

diferentes áreas de aplicações: geologia, hidrologia, pedologia, meio ambiente, etc.

As pesquisas para a construção deste sensor iniciaram-se antes do final da década de 70 e os primeiros testes a nível de simulação foram realizados em 1980, procurando-se definir a melhor combinação de número de bandas e de resolução espectral e espacial que satisfizesse às diferentes áreas de aplicações. Este sensor imageador multiespectral recebeu a denominação "Thematic Mapper" (TM) e começou a operar com o LANDSAT 4, lançado em 16/07/1982, e desativado um ano após por problemas técnicos. Poucas imagens foram obtidas neste período curto e de mal funcionamento, nenhuma do território brasileiro, e assim poucos resultados puderam ser devidamente avaliados sobre o desempenho das novas imagens multiespectrais. Substituindo o satélite danificado, foi lançado em 19 de março de 1984, o quinto satélite da série LANDSAT, equipado com o mesmo sensor TM e o tradicional sistema MSS.

O LANDSAT 5 significa o maior avanço no desenvolvimento de sistemas orbitais de coleta e processamento de dados altamente automatizados da superfície terrestre. O sistema como um todo é consideravelmente mais complexo que os LANDSATs anteriores e isto inclui desde as mudanças na configuração externa do satélite até quanto às formas de retransmissão de dados, comunicação e controles de órbitas.

Como ilustrado na Figura 4.1, os dados digitais TM e MSS são transmitidos em tempo real via satélites TDRS (Tracking and Data Relay Satellite) para estações terrenas e então retransmitidos via um satélite de comunicação doméstica - DOMSAT - para estações de processamento, onde são radiometricamente corrigidos e novamente retransmitidos via DOMSAT, para o Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center, para reprodução em formatos digitais e filmes e posterior distribuição aos usuários. A transmissão dos dados TM e MSS do satélite LANDSAT 5 pode também ser feita diretamente para os países que possuem apropriadas estações terrenas de recepção, como é o caso do Brasil.

O satélite LANDSAT 5 opera de uma altitude nominal de 705 km em uma órbita circular quase polar, imageando a mesma área a cada 16 dias. O satélite cruza o equador do norte para o sul às 9:45 hs e no paralelo 34°, no extremo sul do Brasil (RS), às 9:50 hs. Cada órbita completa gasta 98,9 minutos, sendo realizadas 14 órbitas por dia.

Fig. 4.1 - Concepção artística do LANDSAT 5 e de seus sistemas de comunicação

FONTE: Freden e Gordon (1983)

Desde que a órbita do LANDSAT é solssíncrona, as relações geométricas entre a órbita descendente, a trajetória no terreno e a projeção média do sol no plano equatorial, permanecem aproximadamente constantes durante a missão. Como resultado a hora média solar de cada ponto individual na órbita permanecerá fixa e de fato todos os pontos a uma dada altitude terão a mesma hora solar. Esta condição permite que imagens de datas próximas (mesma estação) ou com intervalos de um ano ou mais tenham condições de iluminação quase iguais.

4.2 - O IMAGEADOR MULTIESPECTRAL "THEMATIC MAPPER"

O Thematic Mapper é um avançado radiômetro imageador eletro-mecânico destinado à obtenção de imagens de altas resoluções, possuindo maior exatidão de separação espectral, melhor fidelidade geométrica e maior acurácia radiométrica em comparação com as características do radiômetro imageador MSS. O TM opera simultaneamente em sete bandas espectrais, com um campo de visada instantâneo ou resolução espacial equivalente a um quadrado no terreno de 30 x 30 m nas seis bandas do visível e do infravermelho refletido e, de 120 m, na banda termal. Os LANDSATs anteriores eram equipados com radiômetros com 80 metros de resolução e operavam em quatro bandas espectrais. A Tabela 4.1 lista

as principais especificações que permitem comparar os dois sensores, TM e MSS.

TABELA 4.1

COMPARAÇÕES DE CERTAS ESPECIFICAÇÕES TÉCNICAS ENTRE OS
SENSORES MSS E TM DO LANDSAT 5

PARÂMETROS DO SENSOR	COBERTURA ESPECTRAL (μm)	
	TM	MSS
banda 1	0,45 - 0,52 azul	0,5 - 0,6 verde
banda 2	0,52 - 0,60 verde	0,6 - 0,7 verm.
banda 3	0,63 - 0,69 verm.	0,7 - 0,8 infv.
banda 4	0,76 - 0,90 infv.	0,8 - 1,1 infv.
banda 5	1,55 - 1,75 infv.	
banda 6	10,4 - 12,5 termal	
banda 7	2,08 - 2,35 infv.	
Resolução espacial	30 m bandas 1 a 5 e 7; 120 m banda 6	82 m
Nível de quantização	256 níveis de cinza	64 níveis de cinza
Velocidade de dados	85 Mbps	15 Mbps
Potência	355 Watts	75 Watts
Peso	244 Kg	64 Kg
IFOV	42,5 μrad	86 μrad
Largura da faixa imageada	185 km	185 km
Abertura óptica	41,15/15,7 cm	22,9/8,9 cm

FONTE: Engel e Weinstein (1983)

A radiação coletada por este processo é dirigida para um espelho parabólico que a focaliza através de um telescópio sobre um conjunto de detectores, orientados e dispostos num arranjo, de tal maneira que possa ser imageado no terreno tantas linhas quanto for o número de detectores existentes por banda.

Para cada uma das quatro primeiras bandas — banda 1 (0,45 - 0,52 μm), banda 2 (0,52 - 0,60 μm), banda 3 (0,63 - 0,69 μm) e banda 4 (0,76 - 0,90 μm) há 16 detetores de silício que operam à temperatura ambiente. Para as bandas 5 (1,55 - 1,75 μm) e 7 (2,08 - 2,35 μm) têm-se também, individualmente, 16 detetores de antimoneto de índio (InSb) que são resfriados a temperatura abaixo de 0°C para se obter uma boa sensibilidade, enquanto a banda termal usa apenas quatro detetores de telureto de mercúrio-cádmio (HgCdTe). O arranjo completo dos detetores do TM é então uma matriz de 16 x 6 fotodetetores mais quatro detetores termais, compreendendo uma matriz de 100 detetores. Desta forma, no TM são imageadas simultaneamente 16 linhas por banda no terreno, ou seja, um segmento de área com uma largura de imageamento de 480 m por banda.

Em frente aos detetores é colocado um sistema de filtros espectrais para limitar e decompor a radiação em intervalos espectrais correspondentes a cada banda, de modo que incida sobre cada conjunto de 16 detetores um feixe de radiação exatamente no comprimento de onda definido pelas bandas do sensor. Ao incidir sobre os detetores, a radiação os sensibiliza fazendo com que produzam um sinal eletrônico de intensidade proporcional à energia incidente, o qual é então amplificado por um circuito eletrônico, convertido de analógico para digital por um multiplexador e transmitido aos satélites TDRS para retransmissão às estações terrenas, ou diretamente a estas. Em analogia com os sistemas fotográficos, os detetores atuam como os grãos de um filme. Para detalhes, ver Meneses (1982).

Estas melhorias implementadas no TM, como maior número de bandas e melhores resoluções espacial e radiométrica, suprimiram algumas desvantagens das imagens MSS para aplicações em geologia, resultadas principalmente de uma resolução espacial grosseira, de distribuição desfavorável das bandas e da extensão do intervalo espectral (0,5 a 1,1 μm) aquém de importantes regiões espectrais diagnósticas de minerais e rochas. O melhoramento considerado de maior mérito foi sem dúvida a ampliação no número de bandas do sensor, seis no intervalo do visível ao infravermelho próximo (0,45 a 2,35 μm) e uma no termal (10,4 a 12,5 μm), posicionadas em regiões espectrais ideais a vários propósitos de aplicação. Uma idéia geral das principais aplicações previstas para o uso de cada banda TM é mostrado na Tabela 4.2, com base em estudos prévios desenvolvidos a nível de simulação, em 1981, pela NASA e colaboradores (NASA, 1984).

TABELA 4.2

PRINCIPAIS APLICAÇÕES POTENCIAIS DAS BANDAS TM DO LANDSAT 5

BANDA	INTERVALO ESPECTRAL (μm)	APLICAÇÕES POTENCIAIS
1	0,45 - 0,52	Estudos batimétricos em regiões litorâneas de água limpa, até profundidade de 20 a 40 m; mapeamentos de superfície de água e análise de materiais em suspensão. É denominada de banda azul. Diferenciação solo/vegetação. Sensitividade à concentração de carotenos e clorofila. Alguma possibilidade de identificação de Fe^{+3} e Mn^{+3} .
2	0,52 - 0,60	Mapeamento de vegetação sadia pela reflexão verde cujo pico se situa em $0,55 \mu\text{m}$.
3	0,63 - 0,69	Banda de absorção da clorofila; significativa na diferenciação de espécies vegetais.
4	0,76 - 0,90	Estudos de volume da biomassa e delimitação de corpos d'água.
5	1,55 - 1,75	Estresses de vegetação por desequilíbrio de água na cobertura foliar. Expectativa na identificação de mineralizações superficiais, sobretudo com os dados da divisão da banda 5 pela banda 1.
6	10,4 - 12,5	Propriedades térmicas de solo, rocha, vegetação e água. Estudos de contraste térmico entre litologias de rochas silicáticas.
7	2,08 - 2,35	Esta é considerada estritamente uma banda geológica, selecionada para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal. Neste intervalo estão presentes algumas importantes bandas de absorção de rochas carbonáticas.

FONTE: NASA (1984)

Três bandas TM estão situadas próximas da região espectral das bandas MSS: a banda 2 (0,52 - 0,60 μm) da região verde do espectro; a banda 3 (0,63 - 0,69 μm) da região vermelha; a banda 4 (0,76 - 0,90 μm) da região infravermelho próximo. As duas primeiras, banda 2 e banda 3, foram dimensionadas mais estreitas que as MSS, na tentativa de melhorar a sensibilidade às mudanças espectrais relativas à fenologia de áreas cultivadas. Com o mesmo objetivo, reduziu-se a largura da banda do infravermelho próximo a fim de centralizá-la na região de máxima sensibilidade do vigor da planta.

As bandas 5 e 7, infravermelhas refletidas, não têm similares no MSS. Alguns trabalhos que precederam o lançamento do LANDSAT 5, como os de Abrams et alii (1983) e Podwysocki et alii (1983), demonstraram serem eficientes no mapeamento de padrões de alteração hidrotermal, possibilitando diferenciar rochas de vegetação, rochas argilosas de não argilosas, rochas com óxidos de ferro de rochas sem óxidos e tipos de produtos de alteração associados com a ocorrência de mineralizações de cobre. O mesmo ocorre com as bandas azul e termal, sem similares nos LANDSATs 1, 2 e 3, à exceção da termal que chegou a existir no terceiro satélite, mas sem nunca ter funcionado apropriadamente.

Obviamente o simples aumento no número de bandas ou a melhoria na resolução espectral não reduziria ao nível desejado as deficiências apontadas para o MSS. Ela ocorreu pela combinação de melhorias na resolução espacial e radiométrica em conjunção com a resolução espectral. Em relação ao MSS, a resolução linear geométrica aumentou em 2,6 vezes, o que permite uma observação mais detalhada dos alvos em uma cena e uma interpretação mais fácil, com as imagens podendo ser ampliadas a partir de fitas magnéticas para escalas da ordem de 1:25.000. A melhoria na resolução radiométrica implica diretamente na qualidade de processamentos automáticos de imagens digitais, pois níveis de quantização 2^8 (256 níveis digitais ou de brilho) proporcionam melhores contrastes entre os elementos de uma cena. O resultado mais importante destas melhorias na combinação dos parâmetros de resolução do sensor, é a possibilidade de discriminar os materiais geológicos que entre si tenham pequenas diferenças espectrais.

4.3 - CONCEITO DE IMAGEM DIGITAL

A imagem digital é formada pela conversão do sinal analógico medido pelo sensor (radiância), em uma representação digital que possa ser armazenada numa fita magnética compatível ao computador, para posterior processa

mento em máquinas. Ela é desta forma, uma representação numérica quantizada dos valores de radiância correspondentes a cada pequena área unitária imageada no terreno (30 x 30 m no TM). Estes valores digitais são normalmente referidos como níveis de cinza ou valores de brilho (percepção visual de mais claro ou mais escuro) e somente valores inteiros ou discretos são assumidos. A estes elementos de área no terreno que definem os valores de brilho na imagem, chamam-se pixels (picture elements). Portanto, associados a cada pixel há um número inteiro que representa a radiância média de cada área unitária imageada no terreno, como no esquema mostrado na Figura 4.2.

Fig. 4.2 - Representação dos valores de brilho ou radiância dos pixels da imagem.

Os valores digitais ou números digitais podem ser dispostos numa forma matricial. Além das dimensões espacial e de brilho que representam, o conjunto de dados que compõe uma imagem tem ainda dimensões espectrais e temporais, desde que uma cena pode ser observada em várias bandas espectrais e em diferentes datas. Portanto, uma imagem digital é uma matriz multidimensional das várias dimensões que representam uma cena. Os índices das linhas e colunas da matriz da imagem digital, identificam as coordenadas espaciais X e Y de cada elemento da área imageada no terreno (pixel) e o valor numérico de cada elemento da matriz identifica o brilho (ou nível de cinza) daquela área.

É fácil imaginar que quanto maior for o número de elementos da matriz maior será a resolução espacial da imagem e quanto maior for o intervalo total dos valores de níveis discretos de brilho, maior será a resolução radiométrica. Assim, cada elemento da imagem, ou seja, cada pixel, pode ser ca

racterizado por duas grandezas: pelo tamanho e pelo número de bits que representa a radiância medida. A primeira grandeza define a resolução espacial da imagem e sua dimensão é determinada pelo campo de visada do sensor (IFOV), ou seja, pelo ângulo subtendido pela projeção geométrica de um único detetor à superfície da terra. O tamanho da área observada define em parte a grandeza dos detalhes que podem ser identificados dentro da cena, os quais são mais relativos às propriedades da forma e geometria dos objetos. A segunda grandeza define o nível de cinza.

Contudo, o valor da resolução espacial ou tamanho do pixel não é um indicador verdadeiro do tamanho do menor objeto que pode ser identificado ou detectado. Quando um objeto de dimensões muitas vezes inferiores à resolução espacial do sensor tem um contraste espectral intenso em relação aos seus vizinhos, ele pode influenciar fortemente na radiância média do pixel, de modo que possa se distinguir dos alvos vizinhos contidos dentro daquele pixel. Entre os inúmeros exemplos, o mais comum é a fácil indentificação de estradas em imagens orbitais, dado ao contraste espectral criado pela exposição do solo com a abertura da estrada num meio normalmente recoberto de vegetação.

Esta sensibilidade que possui os sistemas sensores multiespectrais para detectar diferenças na intensidade da radiância dos objetos, é definida como resolução radiométrica, uma quantidade que é medida pelo número de níveis discretos ou níveis de quantização no qual o sensor pode dividir a radiância que nele incide (6,7,8, ... bits ou 2^6 , 2^7 , 2^8 , ... níveis de cinza ou de brilho).

Nas imagens LANDSAT MSS o nível de quantização do sinal é 2^7 (7 bits por pixel), o que significa que é estabelecido um intervalo de 0 a 127 possíveis valores de cinza para cada pixel representar a sua radiância média. Nas imagens LANDSAT TM este valor foi ampliado para 2^8 , ou seja, há uma possibilidade de se discriminar 256 níveis de cinza entre os alvos. Consequentemente, as imagens digitais TM contêm um maior potencial para discriminar os objetos de uma cena pelas suas naturezas espectrais. Ao lado destas duas grandezas que caracterizam as dimensões de um pixel, há um compromisso direto da imagem digital com o número de bandas do sensor e da posição que estas bandas ocupam no espectro.

É óbvia a necessidade do uso de computadores para digitalmente manipular ou operar a quantidade de informação contida nas imagens, como é óbvio que uma perda inestimável desta quantidade ocorre, quando se usa apenas imagens preto e branco reproduzidas por métodos convencionais em papel.

4.4 - PROCESSADORES AUTOMÁTICOS

A manipulação de uma imagem digital por um computador é qualificada de processamento de imagem digital e sua função é a de preparar uma imagem para facilitar a interpretação visual da cena, explorar com melhores recursos toda a informação contida na imagem, extrair informações de interesse e/ou relacioná-las com parâmetros estatísticos, num processo que objetiva otimizar ao máximo a análise dos dados, em termos de eficiência, tempo e custos.

Os dados são trabalhados em função dos valores digitais os quais correspondem aos valores de radiância dos alvos e, portanto, dentro de uma abordagem estritamente de caráter espectral. Os resultados dos processamentos destes dados são novos arranjos de valores digitais, representando melhoramentos na qualidade original das imagens, as quais devem então ser reconvertidas para uma representação analógica para exposição em vídeo.

Juntamente com o aperfeiçoamento dos processos de aquisição de imagens de sensoriamento remoto, o desenvolvimento das técnicas de processamento digital de imagens tem sido a razão principal do incentivo e difusão das aplicações do sensoriamento na pesquisa de recursos naturais. Com os sistemas automáticos projetados exclusivamente para análises de imagens de diferentes tipos de sensores, munidos de funções de pré-processamentos usadas para retificar, corrigir e ajustar os dados e de algoritmos ou programas para realçar ou classificar internamente as imagens, é possível a extração de informações, as quais seriam, no mínimo, difíceis de serem obtidas por processos ópticos ou fotográficos, ou por técnicas clássicas de interpretação.

A interpretação de imagens pode ser grandemente facilitada devido à maior capacidade funcional oferecida pelos sistemas digitais de processamento de imagens e pode ser mais efetiva dado à capacidade interativa homem-máquina oferecida por estes sistemas. Não se deve julgar por isso, que os processadores automáticos de imagens apenas executem formas mais convenientes ou flexíveis de manusear os dados. Isto porque, com imagens espectrais

como no caso das sete bandas do TM, a tentativa de se ler e comparar uma dada informação em cada banda, analisando-se imagens reproduzidas em papel, não resultantes de tratamentos digitais, implica num processo de rompimento do raciocínio de interpretação daqueles dados, o que pode resultar na perda de informações e, portanto, na degradação do resultado final.

Se considerarmos o volume de dados que integra uma cena total correspondente a uma imagem TM, onde estão registrados cerca de 38 milhões de pixels (6.166 x 6.166 linhas), cada um representando a radiância correspondente aos objetos que integram cada elemento de resolução no terreno (amostras pontuais de 30 x 30 m), não há como imaginar uma análise dos dados sem recursos automáticos de processamento. No entanto, este não é o único motivo para justificar o uso de técnicas de processamentos digitais de imagens. Praticamente desde o início do sensoriamento remoto orbital, muitos pesquisadores, como Soha et alii (1976) viram que a maioria das feições geológicas de interesse em uma cena era sutil na natureza e, por isso, difícil de ser discriminada em imagens que não fossem digitais. Somente com cuidadosos processamentos computacionais e monitores de TV para controle de dados, poder-se-ia extrair a informação no limite mais ideal de análise. Além do mais, uma das grandes vantagens do uso de computadores é a preservação do nível da resolução radiométrica do sensor, não mantido nas reproduções por processos fotográficos. Mesmo com extraordinários processamentos de filme e rígidos controles de qualidade, ainda não é possível manter uma densidade de níveis de cinza correspondentes ao nível de quantização do sinal de saída dos detetores (127 níveis do MSS e 256 no TM).

Dois sistemas computadorizados para análises de imagens multiespectrais digitais, pertencentes ao Instituto de Pesquisas Espaciais, foram utilizados no trabalho: o sistema GE-IMAGE-100 ou simplesmente I-100 e o SITIM, Sistema de Tratamento de Imagem, desenvolvido pelo próprio instituto. Em ambos os sistemas o acesso aos dados das imagens LANDSAT e às operações com o computador digital (DPD 11-45 e EGO) são feitas por terminal gráfico e, em parte, através de um console ou teclado os quais possibilitam a interação do analista com todo o sistema.

A introdução de uma imagem no sistema é feita através de fita magnética (formato CCT) ou disco, ou então por meio de um digitalizador de imagens quando na forma de transparências. A partir do momento que a imagem foi

gravada, a cena total ou subcenas podem ser visualizadas no monitor de TV na escala especificada pelo usuário e, então, serem executados os processamentos desejados.

Por meio de três canhões de cores no tubo de imagem (azul, verde e vermelho) que são acionados diretamente pelo usuário, o analista efetua livremente as combinações coloridas dos dados armazenados, com um máximo de três canais. Os dois elementos têm ainda uma segunda opção de saída de dados, que é uma impressora usada para listar dados estatísticos calculados da imagem e imprimir parâmetros ou resultados de classificação.

No sistema I-100 estão implantados mais de uma centena de programas e algoritmos, quase todos desenvolvidos para a dimensão dos dados MSS (quatro bandas), pois o sistema foi projetado para atender principalmente imagens MSS. Isto limitou a capacidade da unidade de memória do sistema em poder armazenar simultaneamente, apenas os dados de vídeo de quatro bandas. Tratando-se com imagens TM (sete bandas), apenas algumas técnicas de análise que não exigem processamentos em todas as bandas simultaneamente, podem ser desenvolvidas no I-100. Estão excluídas assim, as técnicas que processam transformações e rotações (componentes principais e análise canônica) e classificações (MAXVER e SINGLE-CELL), que em hipótese, teriam melhores resultados quando aplicadas sobre todo o conjunto de imagens.

No SITIM, os programas e algoritmos usados no I-100 foram recriados ou adaptados para processarem o volume de dados do TM, podendo-se operarar com até 15 bandas simultaneamente. O sistema tem também como outra vantagem, uma maior simplicidade de operação. Contudo, ele é mais lento e a qualidade do vídeo na TV é inferior ao do sistema I-100. Por isso, parte dos processamentos das imagens da serra do Ramalho foi executado no SITIM e os resultados gravados em fitas foram posteriormente lidos no I-100 para serem documentados por fotos das imagens expostas no vídeo de TV, por causa da melhor qualidade do vídeo do I-100.

4.5 - PROCESSAMENTOS BÁSICOS APLICADOS ÀS IMAGENS TM DA ÁREA DE ESTUDO

4.5.1 - CORRECÇÕES RADIOMÉTRICAS

Os dados originais das imagens LANDSAT mostram algumas formas de degradação devido aos desajustes de calibração dos detetores, mal funcionamento esporádico do sensor ou interferências dos efeitos atmosféricos, que nem sempre são percebidos visualmente quando a imagem é exposta no monitor de TV. As técnicas que buscam restaurar a imagem original são concernentes com a correção destas distorções e ruídos induzidos no processo de imageamento e constituem um dos mais importantes estágios no processamento. Isto porque nos estágios subsequentes de processamentos que são feitos nas imagens, tais como as técnicas de realces, são também enfatizadas as imperfeições, caso elas não sejam removidas com antecedência. Por isso, a precisão da interpretação que é feita para as diferentes finalidades de aplicação, depende dos esforços dos processos de restauração dos dados. O problema de restauração de imagem é produzir dos dados degradados, uma imagem corrigida que seja radiométrica e geometricamente a mais próxima possível da distribuição da radiancia dos objetos daquela cena, o que resulta em uma imagem visualmente mais agradável ao intérprete.

As degradações podem ser agrupadas em distorções radiométricas e geométricas. Por uma questão de segurança os algoritmos que corrigem estes tipos de distorções foram aplicados às imagens TM originais, independente ou não de se ter percebido degradações nos dados de vídeo, porque muitas vezes elas podem estar abaixo do nível de resolução do monitor de TV.

Um dos tipos de degradação radiométrica é denominado "striping", que consiste num tipo de ruído coerente, cujo efeito é o aparecimento de faixas horizontais nas imagens, originadas de um desajuste nas respostas dos detetores do sensor. Porque as condições de iluminação e características da cena variam consideravelmente e as respostas dos detetores mudam com o tempo, os ajustes normais de calibração radiométrica destas respostas não são de todo perfeitos e assim o efeito de "striping" pode aparecer nas imagens do LANDSAT. O método utilizado para minimizar este ruído foi a normalização de histograma com ajuste de média local. Este tipo de correção foi aplicado somente nas bandas do visível e do termal, não tendo sido percebido "striping" nas bandas do infravermelho refletido.

Um outro tipo de degradação radiométrica consiste na perda de linhas das imagens de alguma banda específica, devido a perda de dados durante a aquisição, registro, transmissão ou processamento. É um tipo de ruído não coerente, isto é, não tem um padrão definido e é mais frequente de ocorrer. As linhas perdidas (no caso de ser uma única linha, visualmente não será percebida) são recompostas através de interpolação dos valores médios da linha anterior e posterior. Às vezes o ruído se restringia a um ou alguns poucos pixels que tinham um nível de cinza muito maior ou muito menor que os pixels vizinhos das linhas imediatamente anterior e posterior. Neste caso o pixel ruidoso foi também substituído pela média dos seus vizinhos.

Para evitar que resíduos de ruídos espúrios produzidos por diferenças na resposta entre os detetores de uma mesma banda, permanecessem nas imagens já corrigidas radiometricamente, aplicou-se um algoritmo que compara a média local da linha anterior com a média da linha corrente e, caso a diferença destas médias fosse menor que um limiar (valores normais de 6 a 11), o ponto tinha seu nível adicionado dessa diferença.

As distorções geométricas são introduzidas pelo fato do sistema de imageamento ser em linhas sequenciais. Um tipo que ocorre sob esta condição, para as imagens TM, é o deslocamento relativo para oeste de cada grupo de 16 linhas (porque há 16 detetores por banda), o que é promovido pela rotação da Terra em relação ao deslocamento do satélite. Cria-se assim um deslocamento relativo das posições das feições. Neste caso, um algoritmo foi aplicado para deslocar as linhas imageadas para a direita. Transformações geométricas para corrigir distorções internas a nível de perspectiva de pixel para transformações em projeções semicartográficas, são mais complexas e não foram aplicadas nas imagens TM porque o objetivo do presente trabalho não exigia precisão cartográfica.

4.5.2 - CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

Mais comprometedor do que as distorções radiométricas e geométricas são as degradações provocadas pela atmosfera, cuja intensidade de efeitos é diferenciada de banda para banda, em função do comprimento de onda. Muitas vezes as degradações chegam a comprometer seriamente a qualidade de análise e interpretação das imagens.

Diante de qualquer circunstância, a radiância medida pelo sensor TM difere da radiância intrínseca do material, devido aos efeitos de absorção e espalhamento causados pelos aerossóis, gases e moléculas d'água da atmosfera. Desde que as condições atmosféricas são um processo dinâmico de rápida mutação, é fácil imaginar que de acordo com as suas alterações, haverá uma correspondente variação na caracterização dos materiais da superfície terrestre, de imagem para imagem ou entre imagens de datas diferentes. Uma simples correlação ou quantificação do conteúdo de informação de cenas ou subcenas, é nestas condições, imprecisa.

No esquema da Figura 4.3 são mostradas as várias maneiras pela qual a atmosfera influencia as imagens coletadas de alta altitude. O fluxo de radiação solar ao atravessar a atmosfera é parcialmente absorvido ou espalhado (C e G), antes que atinja a superfície terrestre. Como consequência, a superfície terrestre é irradiada diretamente pelo fluxo solar e indiretamente pelo fluxo espalhado do céu. Um exemplo desta contribuição indireta é o fluxo espalhado de G. A área irradiada do terreno refletirá parte do fluxo nela incidente na direção do campo de visada do sensor e ao atravessar de volta a atmosfera é novamente absorvida ou espalhada (F). A ela é adicionado o fluxo espalhado da atmosfera (F e G) que não proveniente do alvo da superfície. Este tipo de radiação fornecerá ao sensor uma contribuição adicional, que nada tem a ver com o alvo em si. Contribuições também poderão provir de pontos da superfície terrestre fora do campo de visada do sensor (E). Essas contribuições adicionais reduzem o contraste da cena, retirando os detalhes mais finos e confundindo o comportamento espectral dos materiais.

Como se vê na Figura 4.3, a atmosfera afeta a radiação que chega ao sensor por diferentes maneiras, dentre as quais, Dias et alii (1981) citaram como principais, as seguintes: (a) atenuando o fluxo solar que incide sobre o alvo; (b) atenuando a radiação que chega ao sensor, vinda diretamente do alvo; (c) contribuindo com radiação espalhada não proveniente do alvo, no campo de visada do sensor; (d) confundindo as características espectrais de alvos distintos.

Fig. 4.3 - Efeitos dos particulados e gases da atmosfera na atenuação e espalhamento da radiação incidente e refletida pelo alvo na superfície terrestre.

FONTE: Slater (1980)

Torna-se óbvio que para uma interpretação confiável das imagens de satélite, é necessário proceder correções destes efeitos atmosféricos. Uma rigorosa solução deste problema não é possível sem conhecer com exatidão os parâmetros que caracterizam o estado atmosférico de uma determinada área, principalmente se houver interesse na identificação de objetos, com base em suas naturezas físicas e químicas.

Estes parâmetros precisam ser determinados, para uma determinada área, na hora em que o satélite adquiriu a cena. A obtenção destes dados depende de medições locais diárias por estações meteorológicas com equipamentos de radiossondagem. Como isto é um problema comum em vários países, foram desenvolvidas técnicas opcionais de correção atmosférica, com resultados satisfatórios, estimadas de uma análise do conjunto real de dados das imagens multibandas. Entre as várias técnicas propostas, a correção atmosférica pelo uso do limite inferior do histograma dos valores dos números digitais de cada banda, tem sido considerada a mais eficaz. Este modelo de correção baseia-se em duas premissas

sas, segundo Taranik (1978). Em primeiro lugar o espalhamento atmosférico adiciona valores de brilho ao sensor, obedecendo uma relação que é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda, conhecido como espalhamento de Rayleigh $R = 1/\lambda^4$. Isto significa que os comprimentos de ondas menores (visíveis) são mais afetados que os comprimentos de onda maiores (infravermelhos), muito evidente pelo aspecto embaçado que têm as imagens TM ou MSS na banda azul ($0,45 \mu\text{m}$). Em segundo lugar a atmosfera subtrai valores de brilho dos comprimentos de onda maiores (infravermelhos) por causa da absorção da energia pelas moléculas d'água, nesta região do espectro. A ação deste último efeito é reduzir os valores mínimos de brilho (ou valor digital) das bandas infravermelhas para valores próximos ou iguais a zero, mesmo que na cena não haja alvos com índices zero de reflectância, enquanto o primeiro efeito aumenta mais o nível mínimo de brilho dos alvos nas bandas visíveis do que nas bandas infravermelhas.

Ajustes para absorções são difíceis de se determinar porque a atmosfera é muito variável na quantidade de vapor de água, tamanho das moléculas, etc. O que se faz então é tentar eliminar o efeito da radiação adicionada pelo espalhamento atmosférico. Para isso basta determinar os valores digitais ou níveis de cinza dos alvos que na cena deveriam por princípio ter valores zero de reflectância e subtrair diretamente o valor determinado para toda a imagem. Neste processo é ajustado os valores mínimos de brilho para zero.

Os valores mínimos de brilho a serem subtraídos podem ser determinados de duas maneiras. Primeiro, procura-se encontrar nas bandas infravermelhas, valores zero de reflectância nas áreas com suficiente relevo para produzir sombras, pois que nas bandas de maior comprimento de onda, por ser menor o efeito do espalhamento atmosférico, quase nenhuma radiação atingirá a área sombreada e o valor mínimo de brilho real é próximo a zero. Contudo, nas bandas de menor comprimento de onda, onde o efeito do espalhamento atmosférico é progressivamente mais acentuado (lei de Rayleigh), as áreas sombreadas receberão radiação espalhada da atmosfera e seus valores de brilho serão mais altos do que zero. Este acréscimo representa a contribuição da radiação proveniente pelo efeito atmosférico, sem ter qualquer relação com a radiação do alvo.

A outra maneira de se obter estes valores adicionados pelo espalhamento, é a partir da determinação dos valores digitais de corpos d'água limpa, de rios ou lagos, sem sedimentos em suspensão. A razão disto é porque a

água limpa absorve quase toda a radiação incidente, de maneira quase idêntica, nos comprimentos de onda visível e infravermelho refletido. Os valores digitais para corpos d'água limpa estariam portanto muito próximos de zero em todas as bandas. Qualquer valor muito acima de zero, constatado numa banda, indicará uma contribuição ao sensor de radiação proveniente da atmosfera pelo efeito de espalhamento dos particulados. Estes valores serão então tomados para efeito de correção atmosférica, subtraindo suas quantidades das respectivas bandas.

Neste trabalho, os valores para correção foram tomados de corpos d'água do rio Corrente, que se situa além do limite norte da área selecionada para estudo. Trechos deste rio com água limpa, forneceram valores digitais muito baixos para as bandas infravermelhas e progressivamente valores maiores para as bandas do visível. Os valores subtraídos para cada banda, para efeito de correção atmosférica de toda a imagem, banda por banda, pelo método do mínimo histograma foram: banda 1 (15), banda 2 (11), banda 3 (8), banda 4 (2), banda 5 (1) e banda 7 (1).

Todos os processamentos realizados posteriormente foram a partir das imagens corrigidas radiometricamente e para efeitos atmosféricos.

4.6 - ANÁLISE DAS IMAGENS TM POR BANDAS INDIVIDUAIS

É essencial para a interpretação dos resultados de processamentos mais sofisticados de realce de imagens, ter-se um conhecimento prévio da qualidade da informação referente aos alvos de interesse em cada banda específica. Esta análise preliminar e individual das imagens originais, apenas corrigidas radiometricamente e para efeitos atmosféricos, foi realizada através da análise visual das imagens, acompanhadas do exame de histogramas, os quais descrevem uma frequência de distribuição estatística dos níveis de cinza de cada banda, em termos do número total de pixels. A importância da análise de histogramas é que eles fornecem as bases para um número de medidas estatísticas que são usadas em vários algoritmos de realce ou classificação de imagens.

Nas Figuras 4.4a a 4.4f são mostradas as imagens de cada banda TM da área de estudo e os correspondentes histogramas. Um sumário estatístico dos histogramas, o qual inclui média, variância, valores mínimos e máximos é mostrado na Tabela 4.3. A variância pode ser considerada como uma medida da

quantidade de informação contida em cada banda, quando é considerada a cena total ou subcenas. Os valores mínimos foram todos reduzidos a 1, devido aos valores subtraídos de cada banda, na tentativa de correção atmosférica.

Banda 1 - nível de cinza 43 - mínimo
nível de cinza 89 - máximo
eixo vertical = frequência de níveis de cinza
eixo horizontal = níveis de cinza

Fig. 4.4a - Imagem TM banda 1 com correções radiométrica e atmosférica e seu respectivo histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

Banda 2 - nível mínimo de cinza 15
nível máximo de cinza 51

Fig. 4.4b - Imagem TM banda 2 com correções radiométrica e atmosférica e seu histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

Banda 3 - nível mínimo de cinza 10
nível máximo de cinza 77

Fig. 4.4c - Imagem TM banda 3 com correções radiométrica e atmosférica e seu histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

Banda 4 - nível mínimo de cinza 11
nível máximo de cinza 102

Fig. 4.4d - Imagem TM banda 4 com correções radiométrica e atmosférica e seu histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

Banda 5 - nível mínimo de cinza 12
nível máximo de cinza 191

Fig. 4.4e - Imagem TM banda 5 com correções radiométrica e atmosférica e seu histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

Banda 7 - nível mínimo de cinza 3
nível máximo de cinza 70

Fig. 4.4f - Imagem TM banda 7 com correções radiométrica e atmosférica e seu histograma de distribuição de seus níveis de cinza originais.

TABELA 4.3

SUMÁRIO ESTATÍSTICO DAS IMAGENS TM DA ÁREA SELECIONADA PARA ESTUDO, CORRIGIDAS
PARA EFEITOS DE ESPALHAMENTO ATMOSFÉRICO.

BANDAS TM	$\bar{x}$	σ^2	min.*	min.	máx.
1	39,7	23,9	43	1	74
2	11,9	9,1	15	1	40
3	15,8	34,3	10	1	69
4	46,1	116,3	11	1	100
5	61,3	215,4	12	1	190
6			122	122	142
7	16,8	41,6	3	1	70

min.* - corresponde aos valores digitais originais
min. - corresponde aos valores digitais com correção atmosférica.

A banda 5 é a que contém a maior variância, ou seja, o maior conteúdo de informação da cena e, a maior diferença entre seus valores mínimos e máximos em relação às demais bandas, indica que é a banda que possui maior intervalo dinâmico de contraste. Consequentemente, com a banda 5 há uma maior probabilidade de se conseguir diferenciar espectralmente um maior número de alvos existentes na cena. É das bandas TM a que mostra uma maior separabilidade entre as unidades constituídas essencialmente de afloramentos de rocha. A maior variância resulta da alta variação de reflectância das unidades calcárias de formas cársticas com lapies mais intensos, C2, C2.2 e C6, em relação às unidades C1, C3, C4 e C5, constituídas de solos e recobertas de vegetação. Nesta banda é também mais notável o contraste da reflectância da cobertura vegetal destas unidades com a reflectância da vegetação do cerrado sobre a Formação Urucuia, devido ao maior caráter decidual da floresta semiestacional e, portanto, de sua menor quantidade de biomassa na data da imagem. Consequentemente, na área da floresta decidual, o valor mais alto da reflectância é em parte causado pelas exposições de solos. O maior contraste da banda 5 reflete-se também num realce mais nítido do relevo.

A banda 4 tem a segunda maior variância, também como uma consequência do contraste das unidades constituídas de pavimentos rochosos com a cobertura vegetal, embora a relação de reflectância da vegetação entre as bandas 4 e 5 seja oposta, isto é, enquanto é alta na banda 4 é baixa na banda 5. Sua outra diferença com a banda 5 é a menor discriminação que entre si possuem as unidades rochosas C2, C2.1, C2.2 e C6.

Os valores estatísticos das bandas 7 e 3 são praticamente idênticos como demonstra a semelhança de seus histogramas, indicando que são bandas que exibem alta correlação de informações, embora estejam situadas em regiões espectrais bem distintas — banda 3 na porção vermelha do espectro em 0,63 - 0,69 μm e banda 7 no final do infravermelho refletido, em 2,08 - 2,35 μm . Nessas bandas, como também nas bandas 1 e 2, os alvos contidos na cena exibem nos seus intervalos espectrais baixa radiância e baixo contraste. A redução destes parâmetros leva também a uma redução da visão topográfica do relevo e torna a fotointerpretação mais dificultosa pela perda da diferenciação da forma e textura fotográfica dos objetos. Mesmo corrigida para os efeitos de espalhamento atmosférico, a banda 1 ainda parece apresentar a adição de valores de brilho pela atmosfera, concorrendo para a atenuação da radiância refletida diretamente pelos alvos e assim, afetando os contrastes espectrais originais da cena.

Por isso, a banda 1 ostenta radiância mais alta que as outras bandas do visível.

A alta redundância que mostram as bandas 1, 2, 3 e 7, conforme pode ser visto pela matriz de correlação da Tabela 4.4, não permite que através de uma análise visual tenha-se certeza em selecionar qual dessas bandas expressa com melhor contraste os alvos da cena. Através das medidas estatísticas de variância, a ordenação das melhores bandas seria sucessivamente as bandas 7, 3, 1 e 2, mas o nível de diferença de seus valores de variância parece não ser significativo para traduzir uma percepção visual de diferenças entre os padrões espectrais da cena, tal como se observa entre as bandas 4 e 5, as quais tem valores de variância muito mais altos. As altas correlações positivas entre as bandas 1, 2, 3 e 7 são devidas à natureza pouco variável do comportamento espectral da vegetação, solos expostos e rochas carbonáticas, nos respectivos comprimentos de onda destas bandas.

Uma visão preliminar das imagens originais ampliadas na escala 1:50.000, imediatamente mostra que aproximadamente quase todas as unidades mapeadas na área, na escala 1:50.000, correlacionam-se com unidades espectrais de diferentes níveis de cinza. As diferenças espectrais parecem que podem ser atribuídas a vários fatores, incluindo o relevo topográfico, a variação da cobertura vegetal, a composição das rochas e as diferenças de solos expostos.

TABELA 4.4

MATRIZ DE CORRELAÇÃO DAS BANDAS TM

BANDAS	1	1,00						
	2	0,83	1,00					
	3	0,78	0,96	1,00				
	4	-0,38	-0,04	-0,09	1,00			
	5	0,34	0,66	0,71	0,40	1,00		
	6	0,69	0,74	0,70	-0,09	0,55	1,00	
	7	0,70	0,88	0,91	-0,04	0,80	0,68	1,00
		1	2	3	4	5	6	7

Tomando-se como referência o mapa geológico 1:50.000 da CBPM, foram selecionadas áreas de amostragens nas imagens digitais TM, correspondentes à cada unidade geológica mapeada, e obtido para cada amostra os valores digitais correspondentes aos seus níveis de cinza. O objetivo foi verificar de uma maneira mais específica o comportamento relativo das diferenças espectrais que as unidades litológicas mapeadas exibem entre si nas diferentes bandas TM. Observe que esta análise é diferente da realizada com os valores estatísticos dos histogramas, onde se considerava a imagem total e não por classes de unidades litológicas individualizadas.

Este resultado é mostrado pelas curvas "espectrais" da Figura 4.5, a qual evidencia as bandas 4 e 5 como as mais indicativas de terem um alto contraste espectral das unidades litológicas e onde os materiais estariam exibindo os mais altos valores de reflectância. Na banda 4 é distinta a diferença espectral entre dois grupos de curvas, constituídas respectivamente, pelas unidades C1, C4, C5, C7 e Ku e pelas unidades C2, C2.1, C2.2, C3 e C6. No primeiro grupo as unidades possuem quase que os mesmos valores de brilho e portanto têm a mesma aparência visual na imagem desta banda, confundindo-se espectralmente entre si. Talvez isto seja pelo fato de todas serem unidades constituídas preferencialmente de solos, apesar de suas origens litológicas serem diferentes - C1 calcária, C4 e C5 pelítica, C7 misto de calcário e pelitos e Ku arenítica - ou então, da cobertura vegetal estar mascarando as possíveis diferenças espectrais de seus solos, já que nesta banda a vegetação se caracteriza por um pico de reflectância que supera a reflectância das rochas e solos. No segundo grupo estão contidas unidades preferencialmente compostas de afloramentos de rochas e se nota uma melhor separabilidade espectral entre elas, a qual pode ser creditada, pelo menos em parte, às variações composicionais das litologias dominantes. Neste grupo inclui-se a unidade C3 que por ser constituída preferencialmente de solos, cria a expectativa de que os solos formados de rochas dolomíticas possam ser discriminados das outras classes pedogenéticas. Na banda 5 as diferenças entre as unidades são mais graduais, porém não ocorrem confusões espectrais como presenciou-se na banda 4. As unidades pedogenéticas continuam a ser mais refletivas (níveis de cinza mais altos, ou seja, mais claras) que as unidades essencialmente litológicas e a Formação Urucua já se torna diferenciada. Comparada com a banda 4, isto é uma indicação de que na banda 5 a vegetação tem menor influência na resposta espectral dos solos.

Fig. 4.5 - Valores de níveis de cinza ou de brilho para cada banda TM das imagens originais.

Na banda 7 a refletividade diminui para todas as unidades, o que torna mais crítica suas separações. O mesmo ocorre com a banda 3, embora pareça ter uma pequena melhor capacidade de discriminação que a banda 7. A alta correlação determinada anteriormente através dos histogramas para as bandas 7 e 3 e também para a banda 2, se confirma na escala de amostragem das unidades, as quais mantêm as suas curvas "espectrais" ao longo do intervalo de comprimento de onda correspondente a estas bandas, com as mesmas separações relativas. Nestas bandas algumas unidades litológicas são mais refletivas que outras unidades pedogenéticas, o que não acontece nas bandas 4 e 5. Na banda 1 os níveis de cinza são bastante altos para todas as unidades, embora a imagem visual (Figura 4.4a) não demonstre isso. O que ocorre é que os efeitos do espalhamento atmosférico não foram de todo eliminados ao se subtrair 15 níveis digitais dos pixels.

Estas variações espectrais das unidades geológicas que foram constatadas nas várias bandas TM não podem ser totalmente explicadas apenas através da análise visual das imagens e de alguns de seus parâmetros estatísticos. Como elas podem ser causadas tanto pela própria natureza da constituição dos materiais como pelas suas características externas, como macro e microrrelevo, variação de cobertura vegetal, grau de alteração, etc., é necessário que medidas espectrais sejam realizadas no campo, para avaliar a influência que estes fatores exercem na representação da cena nas imagens. Somente a partir da conjunção destes critérios de avaliação espectral, quais sejam, análise visual das imagens originais, análise de histogramas, medidas de parâmetros estatísticos, observações de campo e medidas espectrorradiométricas locais, é que se torna possível efetuar uma seleção das melhores bandas TM para mapeamento e/ou discriminação litológica.

As medidas espectrorradiométricas são o elemento chave nesta análise, pois elas estabelecem a ligação entre aquilo que observamos nas imagens e os fatores que condicionaram a reflectância dos alvos. Este assunto é discutido no capítulo 5 seguinte.

CAPÍTULO 5

ANÁLISES DE DADOS ESPECTROSCÓPICOS COMO BASE À INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS MULTIESPECTRAIS

5.1 - A IMPORTÂNCIA DAS MEDIDAS ESPECTRAIS DE ROCHAS E MINERAIS

Na natureza, as diferentes cores dos materiais são a comprovação de que cada substância interage espectralmente de forma distinta em relação à energia iluminante. Alguns materiais absorvem ou refletem maiores ou menores quantidades de radiação eletromagnética (REM) do que outros, em diferentes porções do espectro. As causas que determinam estas variações da distribuição espectral, que dão origem às diferentes cores dos materiais e, em exensão, o que sucede nos comprimentos de onda que se situam além do espectro visível, são normalmente estudadas através da espectroscopia óptica. Esta técnica consiste, basicamente, na obtenção de espectros ópticos de medidas de refectância ou absortância da luz em função do comprimento de onda e permite analiticamente inferir algumas propriedades intrínsecas do material, relativas à sua composição.

Com este propósito, desde o início dos anos sessenta vem se realizando experimentos espectroscópicos com amostras de minerais e rochas. Um dos primeiros resultados foi obtido por Dolfus (1961), que sugeriu uma provável composição limonítica para a superfície de Marte e de cujo experimento resultou uma série de pesquisas que procurou estimar a similaridade do espectro da superfície marciana com a reflectância de amostras terrestres de minerais de óxido de ferro (Lyon, 1962; Draper et alii, 1964; Sagan et alii, 1965; Hovis Jr, 1965 e Hovis e Callahan, 1966). Outros conhecimentos fundamentais à análise das imagens multiespectrais foram introduzidos por Adams e Filice (1967), Adams (1968) e Salisbury e Hunt (1968, 1969). A partir de medidas espectroscópicas estes autores deram as primeiras explicações para as diferentes dependências das mudanças espectrais e de albedo (reflectância total) em função da composição mineralógica dos materiais, do tamanho, compactação e forma das partículas, da dependência angular da reflectância espectral com relação à posição da fonte e sensor, bem como de que sob a maioria das condições geológicas, a combinação destas diversas propriedades seria capaz de fornecer algumas informações para a identificação de minerais e rochas.

Os processos que controlam estas interações são governados pelas formas de mecanismo da interação da radiação eletromagnética com a superfície dos objetos. Essencialmente, dois mecanismos ocorrem. No primeiro, a interação da REM com o material é de caráter macroscópico, pois seus efeitos são controlados pelas propriedades físicas das condições da superfície do material. Dele participam a granulometria, forma e compactação das partículas minerais e, principalmente, as micro e macro variações da topografia, para as quais deve-se levar em conta a posição relativa entre fonte e sensor. No outro processo, o mecanismo de interação da REM com a matéria está mais diretamente relacionado com a composição e mineralogia da rocha, pois ele ocorre nos níveis atômicos e moleculares e é o responsável nas medidas espectroscópicas por determinadas feições de absorção espectral relacionadas ao tipo de estrutura cristalina dos minerais, impurezas iônicas e simetria interna do cristal.

Juntos, estes dois processos definem as características do comportamento espectral dos minerais e rochas, sejam os dados apresentados na forma de medidas espectroscópicas ou na forma de imagens. Em ambas as medidas, a mesma relação intensidade da REM refletida ou absorvida por comprimento de onda, é medida pelos espectrômetros ou sensores tipo MSS e TM. A imagem é assim, uma representação pictorial da interação da energia eletromagnética com a superfície das rochas, em função das características macroscópicas da sua superfície e das possíveis interações com os átomos e moléculas de seus minerais. Só por isto a análise e interpretação de dados de sensores multiespectrais em geologia é de certa forma relativamente complexa se imaginarmos a grande variedade de rochas existentes, as diferentes características físicas de seus constituintes, o grau de alteração de suas superfícies, etc.

Além da própria complexidade da natureza dos materiais geológicos há outros fatores que interferem na qualidade dos dados adquiridos por sensores remotos e que influenciam na sua interpretação. Watson (1972) enumerou três fatores principais:

- (1) a largura da banda espectral e a sensibilidade do sensor (resolução radiométrica), determinam o grau pelo qual pequenas diferenças na reflectância da rocha podem ser resolvidas;
- (2) a radiação refletida da superfície da rocha, do "background" (solo/vegetação), como também da atmosfera, é integrada pelo sensor,

e equivale em imageamento orbital a áreas relativamente grandes, da ordem de 900m² nas imagens TM;

- (3) nem todas superfícies de rochas são refletoras difusas, ou seja, a intensidade da radiação refletida pode variar conforme seja o ângulo de visada de sensor.

No que pese diretamente a complexidade da natureza das rochas e minerais, Salisbury e Hunt (1974) relacionaram cinco fatores que exercem outros tipos de dificuldades na análise dos dados de sensores remotos. 1) A magnitude da reflectância de uma rocha depende da granulometria; desta forma, para que os valores da reflectância absoluta sejam significativos, é preciso conhecer a granulometria da rocha, o que não pode ser determinado por sensoramento remoto. 2) Muitos dos minerais não exibem feições espectrais típicas nas regiões visível e infravermelho do espectro e as rochas compostas por eles podem produzir espectros sem feições de absorção. 3) Os constituintes menores destas rochas ou seus minerais de alteração podem dominar o espectro. 4) A presença de minerais opacos numa determinada porcentagem não só reduz a reflectância total como pode mascarar as feições espectrais de outros minerais. 5) Algumas feições espectrais pronunciadas, tais como as de rochas carbonáticas, podem ser obliteradas pela absorção atmosférica, em sensoramento orbital. Outras interferências que também podem alterar a informação espectral das rochas são as variações texturais de suas superfícies, em função do microrrelevo e das variações da cobertura vegetal.

A despeito disso, muitas informações de diferentes tipos podem ser obtidas por imagens multiespectrais de sensores remotos. Porém, o grau de confiabilidade da análise das informações obtidas dependerá neste caso, da avaliação, mesmo que empírica, de como cada um destes fatores intervêm na caracterização espectral dos materiais que compõem a cena em observação. Esta avaliação pode ser obtida por medidas espectroscópicas de campo, as quais têm a conveniência de estarem mais próximas das condições reais em que foram obtidas as imagens.

No Brasil, medidas espectroscópicas de rochas não têm sido utilizadas com o devido enfoque, como um dado auxiliar na análise de imagens e não se tem assim suficiente conhecimento dos padrões espectrais das rochas de nossos diferentes ambientes geológicos. Isto muitas vezes limitou a discussão, em

muitos trabalhos sobre as discriminações de unidades litológicas em imagens MSS, a um enfoque descritivo e qualitativo. Formaggio (1983) estudando quatro classes de solos do Estado de São Paulo e Paradella (1983), estudando discriminação de litologias em imagens MSS da região do vale do rio Curaçá, foram os únicos que contribuíram com medidas espectroscópicas para a interpretação das bandas do MSS.

Desde que as condições de acentuada alteração dos ambientes tropicais, levam à formação de uma série de minerais de alteração e de modificações marcantes na aparência superficial das rochas, é provável que espectralmente eles se sobreponham aos espectros dos minerais primários. Nestas circunstâncias é bem possível de se encontrar significativas diferenças nas feições espectrais de nossas rochas, em relação às feições clássicas que se conhecem para as amostras típicas de rochas e minerais, que são apresentadas nos clássicos trabalhos de G.R. Hunt e co-autores. As novas imagens do TM, com um número de bandas, intervalos espectrais e resolução radiométrica, diferentes do MSS, exigem mais ainda esta base espectroscópica de análise, para se ter uma noção do comportamento espectral dos materiais geológicos em cada uma das suas sete bandas.

O entendimento das medidas espectroscópicas como também da análise espectral das imagens, requer um conhecimento dos processos de transições eletrônicas que conduzem à interação da REM com a matéria e de como as feições espectrais se originam. O item subsequente deste capítulo descreve resumidamente estes processos.

5.2 - ORIGEM DAS FEIÇÕES ESPECTRAIS DIAGNÓSTICAS DE MINERAIS E ROCHAS

Na espectroscopia, as feições ou bandas espectrais de um mineral ou rocha, correspondem às porções do espectro cuja forma, localização e intensidade de reflectância em relação a um comprimento de onda são bem definidas e próprias daquele material. Essas feições são identificadas nas curvas espectrais de reflectância (reflectância x comprimento de onda) como depressões ou picos negativos estreitos, indicando absorção da radiação pelos átomos ou moléculas dos minerais da rocha.

As interações da radiação eletromagnética com os materiais naturais tem por base um princípio da mecânica quântica, segundo o qual

os elétrons nos átomos somente podem existir em níveis discretos de energia, bem definidos. Cada átomo se caracteriza por uma energia mínima possível que se denomina estado fundamental ou estacionário e por uma série de estados excitados de energia mais elevada. Os elétrons nos átomos permanecem indefinidamente no estado estacionário, até que algo provoque sua mudança. Uma forma de provocar uma alteração deste estado de baixa energia é através da incidência de radiação eletromagnética. Assim, quando a luz solar incide sobre a superfície da rocha, a porção de energia absorvida é numa quantidade exatamente suficiente para proporcionar uma transição brusca de um nível discreto de energia fundamental para outro excitado mais alto. Porque estes níveis são diferentes em suas características de um material para outro, cada material determinará as quantidades energéticas de radiação a serem absorvidas, num determinado comprimento de onda do espectro eletromagnético. Portanto, a intensidade e posição das bandas de absorção ou feições espectrais são funções daquele material específico.

Virtualmente, em sensoriamento remoto busca-se caracterizar os produtos destas interações que alteram o conteúdo de energia do material. Em se tratando de rochas e minerais, as feições espectrais são produzidas como consequência de processos eletrônicos (transições atômicas) e vibracionais (transições moleculares). Do ponto de vista geológico, certos tipos de informações que permitem distinguir tipos diferentes de litologias, podem ser obtidas como um resultado destas transições entre os níveis energéticos dos íons imersos nos minerais.

A razão destes dois processos ocorrerem em regiões espectrais diferentes, respectivamente no visível e infravermelho, vincula-se às exigências de quantidades diferentes de energia radiante para causar as transições. Uma noção básica destes dois processos é discutido nos dois subitens seguintes.

5.2.1 - PROCESSOS ELETRÔNICOS

São os responsáveis pelas feições de absorção diagnósticas da reflectância espectral em rochas e minerais, existentes no intervalo do visível até 1,2 μ m, feições as quais são essencialmente determinadas pela presença ou ausência de metais de transição (Goetz e Rock, 1983). Infelizmente, no visível e infravermelho próximo, certos elementos ou radicais que são muito

comuns nos minerais, tais como silício, alumínio, potássio, cálcio e alguns bromatos, sulfatos, etc, não possuem níveis energéticos cujas transições possam gerar feições espectrais. Desta forma, não se pode obter neste intervalo espectral, por sensoriamento remoto, informações sobre a composição das rochas, mas apenas particularidades de certos elementos ou íons presentes na estrutura dos minerais (Hunt, 1980).

Os processos de transição eletrônica que interessam são principalmente dois: o de campo cristalino e o de transferência de carga.

No processo eletrônico de campo cristalino, os átomos de metais de transição, principalmente Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn e, particularmente Fe, quando presentes num mineral, estão sujeitos às forças de atração eletrostática dos seus ligantes, que dispõem-se simetricamente ao seu redor, como no esquema da Figura 5.1a. Nestas condições, sejam como constituintes ou impurezas num mineral, de acordo com a teoria do campo cristalino, os cinco orbitais de valência d do íon livre dos metais de transição que estão em iguais níveis energéticos, sofrem uma repulsão eletrostática à medida que os ligantes negativos se aproximam do íon central, de tal maneira que os cinco orbitais d se rompem em um par de orbitais d_y de maior energia e em um triplete de orbitais d_e de menor energia (Figura 5.1b).

Neste processo, quando o íon metálico contido no sólido absorve a radiação eletromagnética, ocorre uma excitação de um ou mais elétrons desemparelhados de um dos orbitais d_e mais baixo para um dos orbitais energéticos d_y mais altos. A energia correspondente à frequência de luz mais intensamente absorvida definirá nesta frequência (ou comprimento de onda), uma banda de absorção que consistirá na feição espectral de interesse ao sensoriamento remoto, para a identificação daquele material.

Estes elétrons desemparelhados têm seus estados de excitação situados frequentemente no espectro visível e início do infravermelho. São desta forma responsáveis pela ampla variedade de cores de muitos minerais. Nassau (1980) dá alguns exemplos sobre a origem das cores de alguns minerais. Por exemplo, o coríndon puro (Al_2O_3) é incolor, mas pode apresentar uma cor muito brilhante como resultado da substituição de uma pequena porcentagem dos átomos de Al^{3+} por íons de Cr^{3+} , como no rubi. Quartzo citrino, água marinha e jade devem suas cores por impurezas de ferro; azurita e turquesa por impure

zas de cobre; granada vermelha pelo ferro, etc. As cores originadas pelo campo cristalino podem se manifestar sempre que em um sólido existam íons metálicos com elétrons desemparelhados. Por isso, o que primeiro determina a feição espectral é o estado de valência do íon (Fe^{2+} ou Fe^{3+} por exemplo), o número de coordenação dos ligantes e a simetria.

a

b

Fig. 5.1 - a) Ligantes de um complexo octaédrico.
b) Separação das energias do orbital d pelo campo ligante.

O segundo processo de transição eletrônica envolve a transferência de carga dentro da matéria. Em muitos casos, os elétrons podem se mover a distâncias maiores que aquelas nos átomos, como ao longo de uma molécula ou através de um sólido, por estarem menos fortemente enlaçados. Por isso, a energia absorvida pode causar a transferência ou migração de uma carga elétrica, seja de um íon para outro, entre o íon e seus ligantes ou vice-versa. São bastante comuns, as transições entre íons do mesmo metal, como Fe^{2+} e Fe^{3+} ,

Mn^{2+} e Mn^{3+} , Ti^{3+} e Ti^{4+} , embora espectralmente a transição mais frequente, observada em minerais e rochas seja entre Fe-0.

Quando a transferência ocorre entre íons adjacentes do mesmo metal que estão em estados de valência diferentes, o processo é basicamente a oxidação-redução fotoquímica. Ela ocorre principalmente quando no mineral há um desequilíbrio de cargas devido às substituições de íons metálicos, como a exemplo de Fe^{2+} e Mg^{2+} pelo Al^{3+} e Fe^{3+} nos silicatos ferromagnesianos. Sem exceção, as feições espectrais resultantes deste processo são muitas vezes mais intensas que as devidas aos efeitos de campo cristalino e, pelo fato de poderem se originar de processos de oxido-redução, são importantes no sensoriamento remoto de ambientes tropicais.

A feição espectral que caracteriza o processo de transferência de carga nos minerais, e por extensão as rochas, é essencialmente uma acentuada queda da reflectância do visível em direção aos comprimentos de ondas menores. Ela é muito comum nos minerais de alteração, óxido e hidróxido, sobretudo de ferro, e é típica para diagnosticar a presença destes óxidos em rochas mesmo que em reduzidas percentagens.

5.2.2 - PROCESSOS VIBRACIONAIS

As feições espectrais de minerais e rochas devidas aos processos vibracionais, ocorrem na região infravermelha do espectro, além de $1,2 \mu m$. São caracterizadas por serem feições muitas vezes mais intensas que as dos processos eletrônicos e resultam de mudanças energéticas do estado estacionário de vibrações das moléculas.

Quantas vibrações podem ocorrer e quais tipos, variam de material para material pois dependem do número de átomos existentes, da sua geometria espacial e da força de ligação entre si. As vibrações são como pequenos deslocamentos relativos entre os átomos das moléculas, de suas posições de equilíbrio, e há em cada molécula $3n-6$ movimentos vibracionais fundamentais (onde n é o número de átomos). Com relação ao tipo de vibração, duas formas são conhecidas: as do tipo estiramento e as causadas por deformação.

Os níveis energéticos vibracionais são também quantizados segundo a mesma relação básica que a do modelo atômico e portanto somente radia

ção infravermelha com uma frequência exatamente correspondente para excitar o nível energético da ligação de uma molécula será absorvida. Contudo, são poucos os grupos moleculares que originam feições vibracionais na região infravermelha, sendo a água, a hidroxila, os carbonatos e alguns sulfatos os principais responsáveis por quase todas as feições espectrais dos materiais geológicos no intervalo de 1,2 a 3 μm . As feições da água e hidroxila são importantes na discriminação dos produtos de alteração hidrotermal (Hunt e Salisbury, 1970) e dos argilominerais.

5.3 - MEDIDAS ESPECTROSCÓPICAS DE CAMPO

Nas medidas espectroscópicas de campo procurou-se determinar as diferenças do comportamento espectral das áreas alvos selecionadas com as imagens TM, tanto em relação às variações da natureza dos tipos litológicos e solos associados a cada unidade mapeada, como também em relação às variações das formas físicas das suas superfícies. As medidas radiométricas foram efetuadas com um espectrorradiômetro da Instrumentation Specialties Company, modelo SR (ISCO-SR) que opera nas regiões visível e infravermelho próximo do espectro, do intervalo de 0,38 μm a 1,55 μm . Este é um radiômetro portátil com um campo de visada hemisférico (intercambiável para visada angular), dotado de um receptor difusor acoplado na extremidade de uma fibra óptica flexível com 90 cm de comprimento, que permite visada em qualquer direção (Figura 5.2).

Na região visível de 0,38 a 0,75 μm , as medidas são feitas com um espaçamento de 25 nm e na região de 0,75 a 1,55 μm com um espaçamento de 50 nm, totalizando 32 leituras radiométricas por espectro. Este intervalo espectral cobre as bandas TM 1, 2, 3 e 4 e as quatro bandas MSS. Ainda não há disponível no país espectrorradiômetro de campo que possa abranger todas as sete bandas TM, que se estendem até 2,35 μm . O radiômetro mede a intensidade de energia radiante que é expressa em unidades de fluxo de energia por unidade de tempo (Watts), por secção de área transversal (cm^2). Porém, como se deseja obter não uma medida de intensidade radiante, mas sim a porcentagem de reflectância, a fim de poder comparar seus valores com os níveis de brilho das imagens TM, para cada medida calculou-se a razão da radiância refletida do alvo, em uma dada direção, pela irradiância sobre ele. A forma de se determinar a irradiância é medindo-se a radiância solar refletida de uma placa padrão de sulfato de bário, que assume-se ter um comportamento lambertiano, ou seja, atua como um perfeito refletor.

Fig. 5.2 - Medida radiométrica de campo com o espectrorradiômetro ISCO-SR.

O regime de medida foi feito de maneira seqüencial, ou seja, primeiro uma medida de radiância era feita na placa e a seguir no alvo, e assim sucessivamente para todos os comprimentos de onda de operação do instrumento. Foi essencial assegurar-se que o campo de visada vertical para baixo do instrumento integrava somente a placa e que não havia nenhuma reflexão externa de qualquer espécie, sobre ela. Foi também essencial, quando medindo a radiância do alvo, evitar reflexões (ou sombreamentos) de áreas de alvos vizinhos.

É conhecido que as superfícies de alvos naturais têm propriedades de reflectância amplamente variável, a variação sendo em termos tanto da reflectância total como da reflectância por comprimento de onda, do ângulo de incidência da luz solar, ângulo pelo qual a superfície é vista pelo sensor e da orientação das feições da superfície (Coulson et alii, 1965). Além destas condições angulares entre sol, alvo e sensor, as condições da transmitância atmosférica no momento da medida, interferem na variabilidade da reflectância dos alvos, limitando a discriminação. Neste caso o motivo está implícito pelas variações da intensidade da irradiância solar que ocorrem normalmente no transcorrer do dia ou por eventuais perturbações atmosféricas criadas por recobrimentos de nuvens, névoas ou forte densidade de aerossóis.

Um padrão típico de variação diurna da intensidade da irradiância com o ângulo zênite solar, medido para um dia claro na área de trabalho, é mostrado na Figura 5.3. Nota-se que os valores de irradiância são decrescentes em qualquer comprimento de onda para ângulos zenitais mais altos e decrescentes também para comprimentos de onda do visível para o infravermelho. Além desta variação predita, Duggin (1974) em medidas semelhantes, constatou que variações aleatórias de pelo menos 5 a 10% podem também ocorrer, mesmo em dias aparentemente claros. Este percentual de variação da irradiância tem seus efeitos principalmente em medidas radiométricas de regime seqüencial, introduzindo erros no fator de reflectância.

Fig. 5.3 - Variação da intensidade da irradiância solar para diferentes comprimentos de onda, em dependência do ângulo de elevação solar. Medidas feitas em 20/07/85, área da serra do Ramalho.

No caso das variações de intensidade de irradiância com o ângulo zênite solar, deve-se considerar que como cada leitura do alvo foi referida a uma leitura de uma placa padrão refletora, seu efeito foi eliminado e assim os valores do fator de reflectância do alvo puderam ser considerados independentes da trajetória atmosférica. Por sua vez, isto permitiu que o espaço de tempo disponível para leituras durante um dia, fosse estendido por várias horas sem comprometer a comparação das medidas com as imagens LANDSAT, que são obtidas em questão de segundos.

Contudo, permanece a influência dos ângulos zênite e azimutal solar com a orientação das feições morfológicas geradas pelo microrrelevo da superfície dos alvos. Eles acarretam variações na iluminação das microfaces das superfícies, alterando o padrão das áreas sombreadas e não sombreadas, conforme variem os ângulos solares. Estes efeitos quando ocorrem são mais críticos de serem eliminados e alteram substancialmente a reflectância total do alvo, podendo reduzir a discriminabilidade entre litologias. Na região cárstica da serra do Ramalho, com a intensa ocorrência de feições microcársticas, estes efeitos são acentuados. Para se ter um controle do grau de interferência destes valores angulares na qualidade da irradiância e consequentemente na resposta do fator de reflectância, foi estabelecido uma sistematização de medidas que levava em consideração a geometria do experimento, a seleção das áreas de amostragem e as variações e orientação das superfícies dos alvos.

Na realidade a variação na reflectância espectral devido às variações angulares das geometrias de medidas, representa um substancial desvio de uma condição ideal adotada como um pressuposto em sensoriamento remoto, que é o caso de se considerar as superfícies naturais de terem propriedades lambertianas, ou seja, a radiância é constante em qualquer ângulo de reflectância. De fato, as superfícies naturais exibem o que é conhecido como função de distribuição de reflectância bidirecional, isto é, a qualidade da reflectância espectral depende da direção da radiação incidente e da direção ao longo da qual os raios refletidos são detectados.

Com relação à direção do fluxo solar incidente, a Figura 5.4 ilustra a importante relação que ela tem com as variações de superfície dos alvos. Esses efeitos representam uma aproximação das condições das superfícies dos pavimentos calcários/dolomitos da serra do Ramalho, criadas pelas microformas cársticas tipo lâpies, comuns em quase todos os afloramentos de rocha.

A condição para máxima irradiância (b) é quando o ângulo de incidência é igual a zero e $\theta_z = \alpha$ e, para condição de sombreamento ou de mínima irradiância (c) quando $\theta_z + \alpha = \theta > 90^\circ$; a e d representam condições intermediárias.

Esses efeitos extremos caracterizam uma propriedade de anisotropia da superfície - razão da reflectância mais alta para mais baixa num mesmo comprimento de onda mas de valores angulares diferentes - a qual aumenta com

o aumento do ângulo zênite de incidência, exatamente devido ao efeito de sombreamento produzido pelas microformas verticais dos lãpies. Considerando que as superfícies que foram medidas na área de estudo têm os aspectos da Figura 5.4, o ângulo entre o radiômetro e a superfície foi fixado em 0 graus, por ser a melhor forma de minimizar o predomínio de uma das situações existentes naquela figura. Outra importante vantagem de se apontar o radiômetro diretamente para baixo foi para efeitos de comparação do fator de reflectância com os padrões de brilho das imagens de satélite.

θ = ângulo de incidência; $\bar{e}$ também o ângulo entre a superfície perpendicular ao fluxo incidente à superfície real.

θ_z = ângulo zênite solar.

α = ângulo entre a normal à superfície e o zênite.

Fig. 5.4 - Aproximação das condições de radiância incidente nas superfícies de microlãpies dos pavimentos calcários da serra do Ramalho (adaptado de Slater, 1980).

A abertura angular de visada do radiômetro foi de $4^\circ \times 4^\circ$, o que permitia visualizar uma área do alvo de 100 cm^2 tomada de uma altura de observação de aproximadamente 1,50 m, suficiente para representar o alvo medido.

A seleção das áreas de amostragem para as medidas radiométricas foi baseada na análise dos padrões espectrais identificados nas imagens TM, correspondentes às unidades de mapeamento. Como um dos objetivos principais da aplicação da espectroscopia era a de orientar a seleção das melhores ban

das TM; a análise dos padrões espectrais das unidades foi feita com as bandas TM originais, processadas apenas para efeitos de correções radiométrica e atmosférica e para ampliações lineares de contraste.

No campo, alguns impedimentos limitaram o número e os locais de medições devido à falta de condições de acessibilidade a qualquer ponto da área, por dificuldade de transporte dos equipamentos e local apropriado para fixação do radiômetro, disponibilidade de tempo para a realização de um longo programa de medidas, considerando o limitado período diurno de horas úteis para medidas radiométricas e constância das condições atmosféricas de dias essencialmente claros, sem presença de nuvens ou bruma atmosférica.

Para determinar o período do dia solar útil para medidas radiométricas nas latitudes da área de estudo, o que é uma dependência da variação da intensidade da irradiância em função das coordenadas horizontais do sol, calculou-se para cada hora/dia/mês/ano de trabalho de campo, os valores angulares zenital e azimutal do sol (Tabela 5.1). A definição da data/mês do trabalho de campo teve a intenção de coincidir o máximo possível com o mês da tomada das imagens TM, a fim de se ter condições de iluminação solar não muito diferentes entre as imagens e as medidas radiométricas.

Cerca de 98 medidas foram efetuadas, cujas localizações são mostradas no mapa da Figura 3.1, no início do capítulo. Para cada medida radiométrica, calculou-se a razão da radiância alvo/placa $\times 100$ para determinação do fator de reflectância direcional, expresso em porcentagem relativa a cada comprimento de onda e com o qual foram construídas as curvas espectrais, utilizando-se o programa Plotter, implementado no Burroughs 6800 do INPE. As curvas representativas das litologias e solos de cada unidade de mapeamento são apresentadas e discutidas no item seguinte deste capítulo.

TABELA 5.1

VALORES DOS ÂNGULOS ZENITAL E AZIMUTAL DO SOL PARA A ÁREA DA SERRA DO RAMALHO, DURANTE O PERÍODO DE MEDIÇÕES RADIOMÉTRICAS DE CAMPO

18/07/85			08/08/85		
HORA	Z(graus)	AZ(graus)	HORA	Z(graus)	AZ(graus)
7:00	8,08	66,02	7:00	9,68	70,70
8:00	21,10	60,81	8:00	23,20	65,60
9:00	33,33	53,21	9:00	36,06	58,18
10:00	44,11	41,78	10:00	47,65	46,69
11:00	52,16	24,58	11:00	56,61	28,21
12:00	55,52	1,48	12:00	60,44	1,45
13:00	52,87	337,9	13:00	57,29	334,10
14:00	45,28	319,92	14:00	48,73	314,73
15:00	34,75	307,88	15:00	37,33	302,66
16:00	22,65	299,89	16:00	24,56	254,92
17:00	9,70	294,44	17:00	11,09	286,61

5.4 - SIGNIFICADO PETROLÓGICO DAS FEIÇÕES ESPECTRAIS NA DISCRIMINAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS

A interpretação das medidas radiométricas de campo como base para a discriminação das rochas carbonáticas e solos, foi abordada de duas maneiras: analisando-se as feições espectrais diagnósticas da presença de certos minerais, íons ou óxidos e hidróxidos e analisando-se o padrão de reflectância total que descreve a forma geral do espectro. A primeira forma de análise se relaciona mais diretamente com a composição mineralógica e portanto foi suportada por análises químicas e petrográficas, enquanto a outra se relaciona com as condições físicas do estado macroscópico da superfície da rocha.

Como comentou-se anteriormente, os objetivos principais desta análise foram identificar feições no espectro e caracterizar os padrões das curvas espectrais que pudessem ser relacionados com a composição mineralógica das rochas e com os tipos de solos, e extrapolar esta relação tanto para a interpretação como para a seleção de imagens TM e de técnicas de processamento digital, visando a discriminação das unidades litológicas.

Nas figuras apresentadas, os espectros de rochas estão separados por unidades de mapeamento, cada diagrama representando as medidas espectrais selecionadas como representativas das litologias mais típicas de cada unidade. Com relação aos solos, são apresentados os tipos básicos de curvas de reflectância que foram identificados para os diferentes grupos de solos classificados na área.

Dos constituintes minerais das rochas carbonáticas, os principais, como calcita e dolomita não produzem qualquer feição no intervalo espectral medido, que diretamente contribuisse para a discriminação litológica. Como mostram os espectros, a discriminação espectral ocorre em função de alguns constituintes secundários, os quais também contribuem para uma diferenciação petrográfica das rochas. Destes constituintes secundários, verificou-se que o conteúdo de matéria orgânica nos calcários, a substituição do ferro e/ou oxidação das superfícies dos minerais nos dolomitos e os argilominerais dos pelitos, são os que dominam o comportamento dos espectros.

As feições espectrais que ocorrem derivam de processos eletrônicos devido principalmente à transferência de carga, envolvendo quase que exclusivamente íons de ferro no estado férrico e ferroso. Bandas do grupo hidroxila definidas muito bem em argilominerais em 1,4 μm (e 1,9 μm) estão sujeitas nas medidas de campo à forte influência da atenuação da radiação solar pela atmosfera e portanto não foram incluídas na discussão.

Apesar de que a maioria dos tipos de feições espectrais identificadas se repete com frequência entre os vários tipos de rocha e solos analisados, são suas aparências, intensidade, número de bandas de absorção e a exata posição no espectro, que permitem que alguma discriminação possa ser feita. Como a área desta parte leste da serra do Ramalho é constituída de unidades geológicas que são essencialmente formadas de afloramentos de rocha e outras essencialmente de solos, a discussão do comportamento espectral destes dois grupos de materiais é feito separadamente, iniciando-se pelas unidades litológicas.

5.4.1 - MEDIDAS ESPECTRAIS DE ROCHAS

A primeira unidade constituída predominantemente de rochas é a C2. Cerca de 18 medidas espectrorradiométricas de campo foram efetuadas nes

ta unidade, das quais as plotadas na Figura 5.5 representam os exemplos mais comuns e que entre si exibem pequenas variações espectrais. As medidas foram sobre superfícies com feições microcársticas, fraturadas e descobertas de solo ou qualquer tipo de vegetação. Composicional e mineralogicamente, as rochas eram calcários puros muito similares entre si, normalmente de cores cinza-escuro, com 0,056 de porcentagem de carbono orgânico. A Tabela 5.2 reúne a composição química parcial percentual e uma breve descrição petrográfica dos calcários cujos espectros são mostrados na Figura 5.5.

Fig. 5.5 - Espectros de reflectância de medidas radiométricas de campo de afloramentos de calcários da unidade C2.

TABELA 5.2

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL POR ABSORÇÃO ATÔMICA E RESUMO DAS ANÁLISES PETROGRÁFICAS DOS CALCÁRIOS DA UNIDADE C2

AMOSTRA	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	PbO	Znppm	
P127	0,29	0,12	0,30	43,54	10,73	0,03	0,11	77	Calcário microesparito ligeiramente argiloso, com microfraturas preenchidas de calcita, poucos opacos; minerais argilosos.
P81	0,44	0,02	0,11	54,0	1,70	0,01	0,20	86	Calcário micrítico, textura espática, microfraturas preenchidas por calcita recristalizada e presença de opacos dispersos, em quantidade reduzida. C.O.=0,072.
P93A	0,52	0,01	0,31	54,32	1,92	0,05	0,11	58	Calcário oolítico-pisolítico cristalino, fraturado, com preenchimento de calcita de neorecristalização. C.O.=0,056.
P89	0,86	0,11	0,28	54,79	0,27	0,07	0,04	nd	Calcarenito oolítico intensamente recristalizado, cimento espático. Branda marmorização.
P82	0,08	nd	0,17	54,32	1,87	84ppm	0,10	56	Calcário oolítico microcristalino, laminado, com agregado de calcita e intraclastos.
P94	0,44	0,01	0,35	52,60	2,87	0,06	0,11	178	Calcário pisolítico, microfraturas preenchidas de calcita. C.O.=0,056.
P104A	0,84	0,05	0,23	53,84	2,49	94ppm	0,10	56	Calcarenito microcristalino homogêneo, 100% de calcita. C.O.=0,072.

Em geral, a reflectância no visível é baixa, em torno de 6% em $0,4 \mu\text{m}$, com um suave aumento em direção ao vermelho ($0,7 \mu\text{m}$), atingindo 12% de reflectância. Este baixo nível de reflectância e reduzido gradiente da curva no intervalo visível, se refletem na ausência de bandas espectrais mais notáveis, que de certo modo é consequência da composição mais pura destes calcários, quase totalmente formados de calcita, sem quase a presença de óxidos ou argilominerais. Em $0,7 \mu\text{m}$ os espectros sofrem um sensível aumento no gradiente de reflectância e que tende a se manter nos comprimentos de onda maiores. Ocorre então das bandas de absorção serem mais evidentes, conquanto continuem a serem amplas e não agudas.

A feição espectral mais proeminente é observada na amostra P127, causada pela presença de uma pequena porcentagem de argilominerais, especificamente devido aos íons de Fe nas estruturas das argilas. É o material argiloso presente neste calcário que domina o espectro e que torna-o mais distinto em relação aos espectros das outras amostras de calcários. O ferro no estado bivalente é responsável pela ampla banda próximo a $1,0 \mu\text{m}$, enquanto outra menos intensa centrada em $0,8 \mu\text{m}$ pode estar associada a pequenas quantidades de ferro trivalente. Bandas ligadas ao grupo hidroxila presentes nos argilominerais, muito comuns em $1,4 \mu\text{m}$ estão mascaradas pela forte absorção de radiação pela atmosfera.

Contribuição pela presença de ferro é também notada pelas bandas espectrais muito suaves e muito amplas ao redor de $0,6 \mu\text{m}$, mais evidentes no espectro P81, e bem mais sutis nos outros exemplos. As diferenças que são notadas entre estes dois espectros e os demais só podem ser explicadas pela pequena variação na composição destes calcários, ligeiramente argilosos para as amostras P127 e P81 e de tipos mais puros, quase totalmente formados de calcita, para os demais. A comprovação disto é mostrada pela maior reflectância da região visível para a infravermelha e pela maior intensidade das bandas de absorção. Observações de campo do estado das superfícies destes calcários normalmente indicam para aqueles ligeiramente argilosos, superfícies mais lisas e tabulares, inteiramente microfraturadas e, superfícies com microlâpides, para os termos mais puros (Figura 5.6). Os efeitos destas superfícies na reflectância, se fossem excluídas qualquer pequena diferença composicional ou mineralógica, também teriam como consequência uma contribuição para uma reflectância total mais alta para os calcários argilosos, dado as superfícies lisas serem mais refletoras, neste caso em que as rochas são bastante semelhantes.

Fig. 5.6 - Aspecto geral das superfícies de microlâpies dos calcários puros da unidade C2. Adiante das camadas calcárias, afloramentos de do lomitos da unidade C2.1

Na unidade C2.1, a rocha é um dolomito (Tabela 5.3), que no campo é distinguida dos calcários da unidade C2 por dois aspectos: possui cores normalmente cinza-clara e superfícies de dissolução menos intensas, não possuindo formas de microlâpies em pontas como nas rochas de composição calcária (Figura 5.7). Contudo, a constituição destes dolomitos nos seus constituintes secundários, difere pouco dos calcários da unidade C2, e desde que os espectros dos minerais de calcita e de dolomita são praticamente idênticos, pelo menos nesta região espectral (Hunt e Salisbury, 1971), é esperado um comportamento espectral relativamente semelhante entre as unidades C2 e C2.1. É certo que calcários e dolomitos muitas vezes mostram comportamentos espectrais bastante distintos, mas isto é normalmente ocasionado pelo tingimento por óxido de ferro nos dolomitos, que lhe dá cores avermelhadas, ou então quando ocorrem substituições de íons de Fe^{2+} por íons Mg^{2+} na estrutura da dolomita. Entre a unidade C2 e C2.1, este obviamente não é o caso, pois que as cores destas rochas estão entre a gama de cinza-claro e cinza-escuro. Medidas radiométricas de campo e de laboratório feitas por Watson (1972), com o espectrorradiômetro ISCO, também comprovaram a similaridade espectral entre dolomitos e calcários, com a única diferença dos calcários serem mais refletivos

que os dolomitos ao longo de todo o espectro refletido (Figura 5.8). Não seria portanto a existência de bandas espectrais que diferenciariam estas duas rochas carbonáticas, mas sim o albedo de suas superfícies.

Fig. 5.7 - Aspectos das superfícies dos dolomitos da unidade C2.1, onde faltam as formas de microlâpíes comuns às unidades calcárias.

Fig. 5.8 - Similaridade espectral entre dolomitos e calcários.

FONTE: Watson 1972,p. 37.

Os espectros correspondentes a unidade C2.1 (Figura 5.9), em parte não demonstram desacordo com as observações de Watson (1972). As bandas de absorção da mesma maneira são devidas ao ferro e situam-se em torno de 0,9 μm e 1,0 μm , parecendo serem apenas mais dissimuladas. Que o ferro parece exercer uma menor influência nestas bandas é corroborado pela ausência de quebra brusca da reflectância da região do infravermelho para a do visível. Consequentemente, os espectros destes dolomitos cinza-claro são na aparência, mais uniformes. A diferença que mostram com os calcários da unidade C2 é no nível da reflectância, mais alta tanto no visível como do vermelho ao infravermelho. Esta relação de reflectância do dolomito com o calcário é porém, neste aspecto, inversa às medidas espectrais de campo e de laboratório de Watson (1972). Aqui os dolomitos aparecem mais refletivos que os calcários, como mostra a Figura 5.9. A justificativa para isto está na presença bem mais intensa de material opaco carbonáceo nas rochas calcárias, que além de causar as cores cinza-escura ou pretas destas rochas, tem como consequência maior, abaixar a reflectância total a níveis de porcentagem de reflectância bem menores. Este fenômeno ocorre em qualquer tipo de material em que estiver presente a matéria orgânica, independente da mineralogia, estrutura, composição, etc.

A ação da matéria orgânica é tão forte que mesmo as intensas bandas vibracionais do íon CO_3^{--} entre 2,0 a 2,5 μm e da H_2O e OH^- dos argilos minerais podem ser quase totalmente mascaradas. Alguns espectros determinados por Hunt e Salisbury (1976), para calcários cinza-escuro com material carbonáceo, aparecem sem qualquer feição espectral e com níveis de reflectância reduzidos para 12% em 1,0 e 1,5 μm .

Para os calcários da unidade C2.2, os espectros de campo (Figura 5.10) mostram comportamentos espectrais semelhantes aos calcários da unidade C2. Esta semelhança frustrou a expectativa de que os intensos lápis pontiagudos, que tão bem caracterizam as áreas de exposição da unidade C2.2, representassem uma notável diferença petrográfica e/ou composicional de interesse à espectroscopia. Os dados referentes à composição química(%) e petrografia (Tabela 5.4) evidenciam a sua similaridade litológica com os calcários oolíticos da unidade C2 e as suas cores cinza-escura também demonstram contêm níveis de material carbonáceo em percentuais próximos. Analisando-se as posições e intensidades das feições espectrais, bem como o nível de reflectância total e a variação da reflectância da região do visível e do infravermelho, nota-se que a semelhança é quase idêntica aos espectros dos calcários "não argilosos" da unidade C2.

TABELA 5.3

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL POR ABSORÇÃO ATÔMICA E RESUMO DAS ANÁLISES
PETROGRÁFICAS DOS DOLOMITOS DA UNIDADE C2.1

AMOSTRA	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	PbO	Znppm	
P87	0,20	nd	0,35	34,01	23,24	0,08	0,13	147	Dolomito microcristalino, homogêneo, sem opacos.
P90	5,85	0,11	0,43	31,70	23,52	0,04	0,11	110	Dolomito microcristalino com laminação incipiente, textura homogênea, ocorrendo agregados de calcita em grandes cristais; presença pequena de argilominerais e alguns opacos.
P85	0,53	0,05	0,14	38,50	25,30	0,05	0,11	105	Dololuto localmente com estiolitos com cimento limonítico, passando a um calcarenito com matriz micrítica.
P86B	0,20	0,08	0,17	33,40	22,30	0,07	0,10	132	Dolomicrito com finos planos de laminação; opacos disseminados.

Fig. 5.9 - Curvas espectrais dos dolomitos cinza-claro da unidade C2.1, obtidos de medidas radiométricas de campo.

Fig. 5.10 - Curvas espectrais dos calcários oolíticos da unidade C2.2, obtidas de medidas radiométricas de campo.

TABELA 5.4

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL, POR ABSORÇÃO ATÔMICA, E RESUMO DAS ANÁLISES PETROGRÁFICAS DOS CALCÁRIOS DA UNIDADE C2.2

AMOSTRA	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	PbO	Znppm	
P.84A	0,06	0,02	0,15	55,33	2,41	n.d	0,12	56	Ooesparito recristalizado, com os oólitos levemente alongados e partes com agregados de calcita; ausência de opacos e de microfraturamentos.
P.102A	0,20	0,03	0,21	50,17	1,48	0,05	0,24	148	Ooesparito recristalizado com oólitos muito pequenos, opacos poucos e disseminados, microfraturado. C.O%=0,084.
P.103	0,86	0,11	0,30	54,79	0,27	0,08	0,17	51	Calcarenito oolítico intensamente recristalizado, oólitos ao redor de 0,4 a 0,2mm; branda marmorização.
P.105	0,10	0,04	0,11	59,40	0,39	0,05	0,08	128	Calcarenito oolítico, recristalizado, alguns oólitos com 0,7cm, poucos opacos não localizados nas microfraturas.

Um fato que pode ser notado da comparação dos espectros dos calcários C2 e C2.2, com os dolomitos C2.1, é que mesmo apesar da presença mais notável da matéria orgânica nos calcários, as bandas espectrais e a mudança de declividade da reflectância do infravermelho para o visível, são mais proeminentes do que nos dolomitos. Desde que as porcentagens de FeO e Fe_2O_3 e MnO são equivalentes para ambos, não haveria motivos evidentes para esta sutil diferença. Imagina-se que isto ocorra porque no campo observa-se que os dolomitos da unidade C2.1 têm a superfície revestida de uma finíssima película esbranquiçada de carbonato dissolvido, a qual poderia atenuar as bandas de Fe^{2+} e Fe^{3+} dos cristais de dolomita.

Na Figura 5.11 estão representados os espectros mais típicos da unidade C3 e na Tabela 5.5 o resumo das análises químicas (%) e petrográficas. A C3 é na essência uma unidade pedogenética, constituída de solos comumente ocre-amarelados, originários da alteração de dololutitos e brechas dolomíticas cinza-claro azuladas, que ocorrem esparsamente, em pequenos afloramentos arrasados ao nível do solo (Figura 5.12). O padrão de reflectância não é muito diferente entre a rocha dolomítica e o seu solo. Ambos se caracterizam por uma alta reflectância no infravermelho, muito acima dos calcários cinza-escuro, e por uma acentuada queda da reflectância na região do visível.

Nos dolomitos e brechas dolomíticas este último efeito é provocado pelas próprias condições de alteração da rocha. Devido à menor solubilidade dos minerais de dolomita, a rocha se torna bem menos susceptível à formação de microlápies e assim sua superfície exposta favorece o desenvolvimento de uma fina película de carbonato dissolvido (2 a 3 mm), de aspecto terroso e em geral levemente tingida de óxido de ferro.

O efeito de óxido de ferro é mostrado nos espectros P114, P10 e P48 da Figura 5.11, respectivamente de uma típica brecha dolomítica, de um dololutito cinza-azulado e de um dolomito vermelho. Nas lâminas delgadas, mesmo a olho nu é possível notar um razoável tingimento de óxido de ferro nos cristais e nos fragmentos de rocha.

Fig. 5.11 - Curvas espectrais de rochas de composição dolomítica da unidade C3, obtidas de medidas radiométricas de campo.

TABELA 5.5

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL, POR ABSORÇÃO ATÔMICA, E RESUMO DA ANÁLISE PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS DA UNIDADE DOLOMITICA C3

AMOSTRA	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	PbO	Znppm	
P48	0,93	0,01	0,23	34,71	18,73	0,14	0,10	202	Dolorenito com os cristais tingidos por óxido de ferro, opacos disseminados e leve evidência de sericitização.
P114	5,47	0,33	0,23	33,59	15,73	0,04	0,09	73	Brecha intraformacional; laminito criptoalgálico; dendritos de manganês, fraturas oriundas a partir de gretas de dissecação. C.O. % = 0,088.
P10	0,71	0,01	0,25	31,55	20,69	0,04	0,10	77	Dolomito microcristalino com um microfácies finamente laminado e outro homogêneo.

Fig. 5.12 - Formas de afloramentos típicos da unidade C3.

Especificamente na amostra P48 o efeito é o dos mais notáveis, pois que, além da película de alteração, a presença do ferro, provavelmente substituindo íons no mineral, é denunciada pela forte coloração avermelhada dos cristais da rocha. Isto provoca a queda da reflectância em direção ao azul de uma maneira extremamente abrupta ao redor de $0,6 \mu\text{m}$ e que leva à formação de uma ampla banda de absorção entre $0,4$ e $0,5 \mu\text{m}$. Esta feição espectral ocorre como resultado do processo de transferência de carga devido à ligação Fe-O. Ela é uma consequência da disposição favorável do Mg^{2+} do mineral dolomita em ser substituído por Fe^{2+} e um pouco menos por Mn^{2+} . É possível que o Mn^{2+} tenha também alguma contribuição na banda (ou bandas) entre $0,4$ e $0,5 \mu\text{m}$, desde que as análises químicas mostram que os valores mais altos de MnO pertencem às amostras dos dolomitos da unidade C3.

Neste aspecto, o espectro da amostra P114 aparenta ser um exemplo mais representativo. Na porção visível do espectro, após a queda da reflectância, ressalta-se uma sucessão de três pequenas bandas de absorção que ainda não haviam sido registradas nas amostras precedentes. De acordo com os dados da literatura, as posições destas bandas indicam a presença de óxido de manganês, o qual é encontrado nesta espécie formando as típicas feições dendríticas. Na verdade, é a maneira pela qual estas pequenas bandas ocorrem juntas, que as distinguem das bandas espectrais de ferro férrico e ferroso, que também ocorrem nesta porção do espectro. Em rochas carbonáticas é comum acontecer a tendência de se formar uma única banda ampla entre $0,4$ a $0,5 \mu\text{m}$, quando ela é gerada exclusivamente pelo ferro.

Em termos da influência do ferro na conformação do espectro, a amostra P10 é semelhante à P114. Comparadas com a queda da reflectância do espectro P48 do dolomito vermelho e considerando que as porcentagens de óxido de ferro são equivalentes nas três amostras, deduz-se que os íons de ferro quando estão diretamente substituindo íons no mineral (caso mais provável da P48) têm uma ação mais intensa na queda da reflectância do que quando na forma de óxidos, impregnando a superfície alterada da rocha.

No que se sabe, este comportamento de contraste da reflectância da região infravermelha com a reflectância da porção visível do espectro, é bastante comum nos espectros de rocha, principalmente quando alteradas, e de alguns minerais. Ele reflete um comportamento transopaco do material. No caso de medidas espectrais em laboratório, com o material reduzido a pó, pa

ra um tipo transopaco o decréscimo no tamanho do grão resulta em um aumento do albedo na região em que o material tem um comportamento transparente e em um decréscimo na região que tem um comportamento opaco, aumentando ainda mais a razão de contraste. Em medidas de campo este efeito frequentemente pode ser dissimulado pelos efeitos macroscópicos do microrrelevo e das condições de alteração da superfície da rocha, impedindo prognósticos da granulometria na resposta espectral.

Embora o comportamento transopaco seja comum quando está presente o óxido de ferro - e é notável na limonita, goethita e hematita -, ele não é confinado ao óxido de ferro. Alguns minerais sem este óxido também exibem este comportamento, embora o caso é mais raro. Assim, o comportamento transopaco de materiais terrestres é quase necessariamente diagnóstico da presença de íons de ferro, ou como impureza no mineral ou tingindo sua superfície. Os dolomitos da unidade C3, juntamente com os silitos e folhelhos da unidade C4 e C5, além das couraças ferruginosas do Urucuia, são as litologias que na área melhor exibem este comportamento transopaco.

O resultado principal da queda acentuada da reflectância em direção ao visível, devido ao comportamento transopaco dos materiais, é uma alta razão R/B (vermelho/azul), ou seja, um alto contraste de albedo, o qual se fosse notado seria entre as imagens TM bandas 1 e 2, em relação à banda 3 e às infravermelhas 4, 5 e 7.

Para a unidade C4, de caráter eminentemente pelítica, foram selecionados alguns espectros do tipo litológico mais comum desta unidade: um folhelho (P123) com fina laminação, sempre alterado, cor esverdeada, tendo como principais constituintes argila sericitizada, cristais de quartzo xenomórfico dispersos e calcita escura com textura micrítica, na forma de agregados dispostos paralelos à laminação; opacos destacam-se pelo tamanho superior à granulometria da rocha e o tingimento por óxido de ferro espalha-se por toda a lâmina. A análise química do folhelho identificou teores médios de 40% de SiO_2 , 2,30% de Fe_2O_3 , 0,15% de FeO , 15% de CaO , 5,30% de MgO , 0,08% de MnO , 0,14% de PbO e 150 ppm de Zn . O espectro P101A é de um calcissilito margoso laminado de fonte evaporítica, que originalmente tinha gipsita-anidrita que foi substituída pela calcita. A rocha é finalmente laminada e sua alteração provoca o desprendimento de placas.

As curvas espectrais do folhelho e do calcissiltito, mostradas na Figura 5.13, não fogem muito do padrão geral observado nos espectros dos dolomitos anteriores, a presença dos óxidos de ferro fazendo-se notar na queda da reflectância e, de forma mais evidente, pela presença de bandas discretas na região do infravermelho. As bandas que ocorrem próximas a $0,85\ \mu\text{m}$ ou abaixo de $0,9\ \mu\text{m}$ estão vinculadas à presença de hematita e aquelas centradas em $0,9\ \mu\text{m}$ ou pouco além, à presença de limonita com goethita. A presença de quartzo e a alta porcentagem de sílica não elevam a reflectância no infravermelho a níveis mais altos do que os observados na unidade C3, uma indicação de que os óxidos de ferro dominam o padrão de reflectância da rocha e daí o porquê de sua semelhança com os dolomitos e brechas dolomíticas da unidade C3. Se o espectro tivesse continuidade para as regiões de comprimentos de onda maiores, a diferença entre os calcissiltitos e dolomitos se faria nitidamente presente por bandas hidroxilas e de água dos argilominerais dos calcissiltitos, e pela diferença de intensidade das bandas CO_3^{--} entre $2,0$ a $2,5\ \mu\text{m}$, que são típicas dos calcários e dolomitos.

Fig. 5.13 - Curvas espectrais de calcissiltitos e folhelhos da unidade C4, obtidas de medidas radiométricas de campo.

Com referência à unidade C5, foram obtidos alguns espectros (Figura 5.14) sobre pequenos lajedos de calcários, os quais sem exceção possuem superfícies lisas e planas, com rochas escuras sem a presença de microlâpides (Figura 5.15). A forma do espectro e a posição e intensidade das bandas de absorção não diferem significativamente dos espectros de calcários das unidades anteriores. A única diferença está no nível de reflectância total do espectro (albedo), que é um pouco mais elevado, principalmente na região do infravermelho. A reflectância mais alta é uma consequência direta do estado da superfície que na forma lisa e plana reflete uma superfície de textura fina, onde um maior número de grãos interage com a radiação eletromagnética, dando origem a um maior volume de raios refletidos. Isto ocorre porque a granulação menor ou uma maior densidade de compactação das partículas diminuem os raios que penetrariam no material.

Fig. 5.14 - Espectro de medida radiométrica de campo da unidade C5, em afloramentos de calcários escuros com superfícies lisas e planas.

Fig. 5.15 - Forma comum de afloramento dos calcários da unidade C5. Superfícies lisas e planas.

Os espectros P107 e P124 da Figura 5.16, correspondentes ao topo da unidade C6, exibem estreitas semelhanças com os calcários da unidade C2, se melhanças que também estendem-se às suas características petrográficas, lâpies relativamente intenso, ausência de cobertura vegetal, cores da rocha, etc., co mo ilustra a foto da Figura 5.17 e os dados analíticos da Tabela 5.6. O nível de reflectância e o contraste da razão R/B são baixos, refletindo da mesma forma que nos calcários C2, a ação da matéria orgânica. Entretanto, ao longo da bor da da escarpa a rocha é extremamente escura, sem formas lapiasadas, microcris talina, como no exemplo do ponto P100, petrograficamente classificada como um calcário laminado criptoalgálico. Nesta, a porcentagem de carbono orgânico (0,156%) atinge o dobro dos valores da unidade C2 e por isso, comparativamente, reduz e atenua a reflectância e as feições espectrais de forma muito mais in tensa. Os dois outros espectros possivelmente têm porcentagens mais baixas de carbono orgânico, o que lhes permitem o aparecimento de algumas bandas de absorção. As suas associações com afloramentos com superfícies lapiasadas, aparente mente refletem uma pequena variação petrográfica ou até litológica, com os cal cários pretos da borda da escarpa da unidade C6.

Fig. 5.16 - Curvas espectrais de medidas radiométricas de campo, de calcários da unidade C6.

Fig. 5.17 - Feições de microlâmpies no topo dos calcários da unidade C6.

TABELA 5.6

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL, POR ABSORÇÃO ATÔMICA, E RESUMO DA ANÁLISE PETROGRÁFICA DOS TIPOS LITOLÓGICOS PRINCIPAIS DA UNIDADE CALCÁRIA C6

AMOSTRA	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	PbO	Znppm	
P100	0,99	0,02	0,31	54,76	1,27	0,01	0,13	110	Calcário laminito criptoalgalítico extremamente escuro. C.O. % 0,156.
P107	1,32	0,04	0,24	49,71	2,59	0,01	0,10	96	Calcário microesparítico com estrutura incipiente de tapetes algálicos e alguma sericitização.
P124	4,35	0,07	0,32	51,46	1,59	0,01	0,11	88	Calcário microcristalino com laminação incipientemente desenvolvida, alguma sericitização e opacos poucos dispersos.

Finalmente são mostrados na Figura 5.18 os espectros das rochas da Fm. Urucua. Dado às dificuldades de acesso e de se encontrar bons afloramentos, as medidas foram efetuadas em blocos de rochas encontrados na base da escarpa, que podem não representar os tipos litológicos mais característicos da unidade na área. O primeiro espectro P.36 é de um conglomerado silicificado com matriz arenosa, cimento silicoso, de cor róseo-avermelhado, composto de pequenos seixos de feldspato, argilito e quartzo, com composição de 83,80% de SiO₂, 5% de Fe₂O₃, 5,22% de CaO, 0,16% de MgO, 0,01% de MnO e 0,09% de PbO. A superfície alterada é impregnada de óxido de ferro. O característico ponto de inflexão do óxido férrico é bem evidenciado no visível, próximo a 0,6 µm, destacando-se no infravermelho, em torno de 0,85 µm, uma aguda banda de absorção, relacionada à hematita. A alta reflectância que aumenta no vermelho e depois a partir de 1,0 µm está relacionada ao comportamento transparente dos grãos de quartzo e do cimento silicoso.

Aparentemente este mesmo material dá origem à formação de blocos de couraça ferruginosa tipo concrecionária, que se espalham pelo topo da unidade, próximo às escarpas. O espectro destas couraças ferruginosas é plano e de baixa reflectância atenuando as bandas férricas em 0,45 µm, 0,55 µm e 0,85 µm e a banda de ferro ferroso em 1,0 µm, que são produzidas pela provável presença de goethita e limonita. Porém, o nível de reflectância desta amostra contendo

estes óxidos de ferro, parece estar um tanto quanto atenuado se compararmos este resultado com os espectros de limonita e goethita, publicados por Hunt et alii (1971). A opacidade do espectro é provavelmente causada pela presença de magnetita, tipicamente um mineral opaco em termos de feições espectrais no visível e infravermelho. A influência da magnetita em termos espectrais é comparável à da matéria orgânica dos calcários.

Fig. 5.18 - Curvas espectrais de arenito e canga ferruginosa, obtidas de medidas radiométricas de campo da Fm. Urucuia.

Esta série de medidas radiométricas de campo comprova que as diferenças espectrais, principalmente entre as rochas carbonáticas, são devidas sobretudo aos menores constituintes ou impurezas das rochas e em parte às diferenças macroscópicas do estado físico das superfícies dos afloramentos e da presença da matéria orgânica. As variações composicionais dos principais constituintes minerais - calcita e dolomita - realmente mostraram não definir qualquer variação espectral no intervalo medido, que fosse diagnóstica para a discriminação litológica.

Com relação às impurezas de matéria orgânica, foram realizadas medidas espectralradiométricas de laboratório em amostras pulverizadas (<150 μ m), com a finalidade de tentar determinar seus efeitos nos espectros, considerando as variações da porcentagem de carbono orgânico total (C.O.T.).

Em laboratório é possível eliminar as influências das variações macroscópicas das superfícies das rochas, alterações superficiais, microrrelevo, e mesmo perturbações atmosféricas, que nas medidas de campo poderiam, eventualmente, mascarar os efeitos de C.O.T. em quantidades reduzidas. As medidas foram efetuadas com o espectrorradiômetro ISCO, tendo-se usado como fonte de iluminação um simulador solar da Oriel Corporation Ltd., o qual emite radiação de composição semelhante à luz solar, por meio de uma lâmpada de xenônio de 1000W, com intensidade controlada por estabilizadores eletrônicos. Porque o espectrorradiômetro não é de fina resolução, o efeito do C.O.T. foi analisado em termos da reflectância total do espectro, ou seja, do albedo da rocha. As amostras para a determinação de carbono orgânico foram selecionadas aleatoriamente e as análises foram efetuadas no CENPES/PETROBRÁS.

Os resultados da determinação de C.O.T. estão anotados na Tabela 5.7 onde se identifica pelo menos, dois grupos de valores: um com teor de carbono orgânico inferior a 0,1% e um outro superior a 0,1%. Os espectros respectivos a esses dois grupos são mostrados nas Figuras 5.19a e 5.19b. Eles confirmam que a variação na quantidade da matéria orgânica presente nas amostras, afeta o grau de reflectância total, ocorrendo uma sensível redução de reflectância, quando a porcentagem de carbono orgânico é mais alta. Todas as rochas com C.O.T. inferior a 0,1% possuem reflectância mais alta do que todas aquelas com C.O.T. superior a 0,1%. Realmente, quantidades muito pequenas de variação da matéria orgânica (da ordem $< 0,04\%$) mostram ser responsáveis por uma significativa redução e conseqüente atenuação do contraste de absorção nas rochas carbonáticas da serra do Ramalho. Sendo assim, é bastante provável que a ação da matéria orgânica tenha contribuído também para a redução da reflectância e dos contrastes espectrais que possibilitariam melhores discriminações entre as rochas carbonáticas, quando se fez as medidas espectrorradiométricas de campo. Mesmo considerando que as rochas carbonáticas da serra do Ramalho são petrograficamente semelhantes, os efeitos da matéria orgânica poderiam ainda ter mascarado ou atenuado algumas feições espectrais provocadas por impurezas inorgânicas (óxidos, hidróxidos, argilo-minerais), que em várias amostras analisadas espectralmente, foram importantes para a discriminação de algumas variações litológicas.

Um maior número de análises seria necessário para determinar as relações que o tipo de matéria orgânica (kerogeno, hidrocarbono ou betume), sua distribuição na amostra e granulação, em relação à composição e textura petrográfica (incluindo tamanho dos grãos) das rochas carbonáticas, poderiam exercer nos espectros, considerando variações tão pequenas na porcentagem de carbono orgânico.

TABELA 5.7

DETERMINAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL DE ROCHAS CARBONÁTICAS DA
SERRA DO RAMALHO

AMOSTRA	ROCHA	UNIDADE	C.O.T. %
40	Dolomito	C2.1	0,056
23	Cal. intraesparito com oólitos	C2	0,056
20	Calcário	C2	0,072
11	Calc. oolítico cristalino	C2.2	0,084
27	Brecha dolomítica	C3	0,088
72	Calcário pisolítico	C2.2	0,124
59	Calcário microcristalino	C5	0,132
69	Calcário microesparítico	C2	0,144
66	Calc. laminado criptoalgálico	C6	0,156
68	Calc. cristalino ligeiramente argiloso	C2	0,16
53	Calcário recristalizado	C4	0,176

Fig. 5.19a - Espectros de calcários com % C.O.T. inferior a 0,1%.

Fig. 5.19b - Espectros de calcários com % C.O.T. superior a 0,1%.

5.4.2 - MEDIDAS ESPECTRAIS DE SOLOS

Em termos de comportamento espectral os solos exibem curvas de reflectância com padrões muito mais uniformes do que os espectros de rocha. Vários estudos concluíram que a reflectância do solo é uma propriedade cumulativa herdada da contribuição heterogênea de parâmetros tais como matéria orgânica, conteúdo do óxido de ferro, umidade, granulometria, textura e estrutura (Baungardner et alii, 1970, Condit, 1970, Cipra et alii, 1971, Montgomery e Baungardner, 1974, Costa, 1979, Stoner et alii, 1980, Stoner e Baungardner, 1981, etc).

Estes parâmetros, os quais não tem uma relação dependente com o material de origem, determinam as alterações no nível de reflectância mas não na mesma proporção em que são detectadas variações nas suas quantidades ou porcentagens. Por exemplo, acima de 5% a matéria orgânica totalmente decomposta mantém o mesmo nível de influência na forma do espectro.

Os espectros de solos são por isso, caracterizados essencialmente pelas formas das curvas, desde que a destruição total dos minerais da rocha original impede o aparecimento de bandas espectrais semelhantes às que se apresentam em rochas.

Estudos que procuraram analisar a dimensão de cada um destes parâmetros, com vista a uma classificação de solos, com base nas medidas espectrais obtidas em campo e sobretudo de amostras de laboratório, demonstraram que os solos podem ser agrupados em alguns poucos tipos básicos de formas de curvas espectrais. Inicialmente, Condit (1970) determinou entre 160 amostras de solos coletados em 36 estados americanos, apenas três tipos de formas de curvas espectrais. Num estudo mais amplo, Stoner et alii (1980), com o objetivo de montar um atlas de reflectância dos solos americanos, determinaram a partir de 485 amostras de laboratório, incluindo solos do sul do Brasil (oxisolo), a existência de cinco tipos diferentes de curvas de reflectância. Estas cinco curvas que são mostradas na Figura 5.20, podem ser distinguidas como tendo em comum certas características diferentes, devidas principalmente ao conteúdo de matéria orgânica e óxido de ferro.

Fig. 5.20 - 5 tipos de espectros de solo segundo Stoner et alii (1980):
a) domínio orgânico; b) pouco alterado (baixa m.o. ferro médio);
c) afetado por ferro; d) afetado por m.o; e) domínio do ferro.

No caso da área da serra do Ramalho, os diagramas de curvas espectrais dos solos amostrados mostram-se muito similares, o que parece estar de acordo com a natureza muito semelhante dos materiais de origem, mineralogia, evolução pedogenética, textura e condições das características de suas superfícies. As medidas radiométricas de campo foram obtidas da superfície exposta do horizonte A, sem alterar a estrutura superficial original.

Porque a radiação refletida que é medida interage apenas com os primeiros microns da superfície dos solos, pode-se com segurança considerar os valores de umidade, idênticos para todos os solos amostrados. Comparações de medidas de campo foram feitas com medidas de laboratório, comprovando-se que são mínimas as diferenças dos espectros obtidos. A vantagem disto é a possibilidade de se estudar as propriedades espectrais de um grande número de solos, sem a inconveniência e problemas que frequentemente se depara com medidas de campo.

Em campo foram medidos 25 pontos de solos e selecionados 16, dos quais se obteve análises químicas e físicas, apresentadas na Tabela 5.8. A análise detalhada das curvas espectrais desses 16 pontos, permitiu classificar os espectros em três tipos de formas de curvas espectrais (Figura 5.21), as quais são correspondentes a três grupos de cores de solos da área.

A curva I pertencem as amostras de números 32, 30, 5, 70, 6 (grupo I); a curva II as amostras 55, 34, 10, 116, 61, 1 (grupo II); a curva III as amostras 19, 8, 33, 7, 71 (grupo III). Em comparação aos cinco tipos de curvas padrões determinados por Stoner et alii (1980), essas três curvas assemelham-se com os tipos c e d, respectivamente afetada por ferro e afetada por material orgânico.

Fig. 5.21 - Tipos de curvas espectrais determinadas para as classes de solos existentes na área de estudo, através de medidas radiométricas de campo e de laboratório.

Se observarmos os espectros da Figura 5.21, notaremos que o intervalo espectral que melhor caracteriza as diferenças na forma das três curvas espectrais é o visível, entre 0,4 a 0,65 μm . Isto sugere que a cor do solo parece mostrar, à primeira vista, como uma feição dominante na configuração da reflectância nos comprimentos de onda do visível. Em parte isto também está refletido pelas determinações de cores dos grupos de solos correspondentes a cada um dos três tipos de curvas espectrais (Tabela 5.9), desde que dentro de cada grupo as variações de cores não são significativas. Os solos incluídos no grupo I são de cores marrom-amarelada (10YR), caracterizados por brilho alto e saturação moderada; os do grupo II têm cores marrom forte a amarelados entre 7,5 a 5YR e têm como típico, altos valores de saturação. Os solos incluídos no grupo III possuem cores de matizes mais variados, vermelho-amarelado a marrom-avermelhado (5YR) e valores de brilho mais baixos.

que dos outros dois grupos. Destes três parâmetros que definem a cor do solo (matiz, brilho e saturação), o matiz é o parâmetro que parece exercer maior domínio na definição geral das formas dos espectros dos três grupos de solos. Desta forma, as áreas de solos com matizes diferentes mostram possibilidades de serem discriminadas em imagens de sensores remotos. Internamente a cada grupo, as diferenças de reflectância podem ou não estar relacionadas com os outros dois parâmetros da cor: brilho e saturação.

Estas variações de cores ou de matizes mostram uma tendência, embora não muito evidente, de estarem relacionadas com o teor de ferro total, que é na média um pouco mais alto para os solos marrom forte a avermelhado do grupo II e menores para os dos grupos I e III. Mais diretamente, os solos com valores mais altos de saturação (ou croma) são os que contêm porcentagens mais altas de ferro. A relação do conteúdo de ferro com o padrão das curvas espectrais, especificamente se reflete pela variação da declividade da reflectância do vermelho para os comprimentos de onda menores, o que é notado por uma mudança mais súbita para os espectros de solos com porcentagens mais altas de ferro.

A própria classificação moderna de solos utiliza a cor como um critério essencial para a definição de horizontes diagnósticos na diferenciação de muitas classes de solos. Porém, a espectroscopia de rochas e minerais nos mostra muitos exemplos de materiais com cores muito semelhantes e com espectros de reflectância completamente diferentes. Desta forma, pode-se também esperar que solos classificados da mesma cor podem exibir espectros com características distintas. Portanto, seria interessante determinar qual a significância da cor dos solos como um parâmetro capaz de diferenciar espectralmente os três tipos de curvas que foram identificadas. Isso foi feito determinando-se, primeiramente, as cores das amostras pertencentes a cada um dos três tipos de curvas espectrais através da carta de cores de Munsell, cujos resultados estão anotados na Tabela 5.9. Calculou-se a seguir os valores médios da porcentagem da reflectância para cada amostra em intervalos de comprimentos de onda de 0,1 μm (0,4-0,5 μm , 0,5-0,6 μm , ... 0,9-1,0 μm) e comparou-se os resultados, dentro de cada um dos três grupos de solos, usando o teste de Duncan, semelhante ao que fizeram Crown e Pawluk (1974), para estudar o comportamento espectral de solos, em função das variações das estruturas de suas superfícies.

TABELA 5.8

ANÁLISE FÍSICA E QUÍMICA DE SOLOS

AMOSTRA	COR	CLASSE TEXTURAL	GRANULOMETRIA %			ARGILA% NATURAL	COMPLEXO SORTIVO(MEQ/100G)				%MATERIA ORGÂNICA	%Fe ₂ O ₃	Pppm
			AREIA	SILTE	ARGILA		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺			
II 1	7,5YR 5/6	franco argiloso	28	44	28	13	11,9	1,7	0,02	0,59	6,07	6,0	4,32
I 5	10YR 6/6	franco argiloso	21	45	34	18	15,8	2,5	0,04	0,50	7,35	6,6	6,24
I 6	10YR 6/4	franco arg. siltoso	20	49	31	18	12,1	2,6	0,04	0,51	7,45	5,4	6,72
III 7	10YR 4/4	franco	36	40	24	11	13,7	1,5	0,03	0,73	6,61	4,3	18,24
III 8	5YR 5/6	franco arenoso	64	23	13	5	17,6	2,2	0,04	0,61	13,21	6,0	46,08
II 10	7,5YR 5/8	franco argiloso	21	45	34	20	10,1	3,4	0,03	0,59	7,85	6,8	5,76
III 19	5YR 4/4	franco/franco arg.	40	33	27	12	21,8	3,7	0,03	0,40	7,54	5,4	76,80
27	10YR 5/6	franco siltoso	22	52	26	14	10,8	3,1	0,05	0,71	7,76	5,5	4,32
I 30	10YR 6/4	franco/franco siltoso	26	48	26	16	9,7	4,0	0,03	0,61	6,66	5,5	2,28
I 32	10YR 6/6	argila siltosa	16	43	41	22	11,4	3,7	0,01	0,61	7,30	5,9	3,84
III 33	5YR 4/6	franco arenoso	58	29	13	7	13,8	3,3	0,02	0,62	11,33	4,5	10,08
II 34	5YR 4/8	franco	49	37	14	6	9,9	3,3	0,03	0,47	7,80	4,1	4,80
II 55	7,5YR 5/6	franco	33	41	26	12	18,3	2,7	0,03	0,52	9,00	5,6	3,36
II 61	5YR 4/4	franco arg. siltoso	19	51	30	20	12,9	2,7	0,03	0,77	8,78	5,6	12,48
I 70	10YR 6/4	franco/franco siltoso	28	50	22	12	10,9	2,9	0,02	0,51	8,38	4,5	3,84
III 71	5YR 5/2	franco arenoso	57	28	15	5	17,8	1,0	0,03	0,53	9,57	3,4	5,28

TABELA 5.9

CORES MUNSELL DOS SOLOS SELECIONADOS PARA MEDIDAS DE REFLECTÂNCIA EM LABORATÓRIO COM O RADIÔMETRO ISCO

GRUPO	AMOSTRA	COR
I	C3- 32	10YR6/6 amarelo-amarronzado
	C3- 30	10YR6/4 marrom-amarelado claro
	C2- 5	10YR6/6 amarelo-amarronzado
	C2- 70	10YR6/4 marrom-amarelo claro
	C1- 6	10YR6/4 marrom-amarelo claro
II	C4- 55	7,5YR5/6 marrom forte
	C3- 34	5YR4/8 vermelho-amarelado
	C3- 10	7,5YR5/8 marrom forte
	C2-116	5YR5/8 vermelho-amarelado
	C4- 61	5YR4/4 ou 4/6 vermelho-amarelado
III	C3- 1	7,5YR5/6 marrom forte
	C1- 19	5YR4/4 marrom-avermelhado
	C1- 8	5YR5/6 ou 4/6 vermelho-amarelado
	C3- 33	5YR4/6 vermelho-amarelado
	C1- 7	10YR4/4 marrom-amarelado escuro
	C1- 71	5YR5/2 cinza-avermelhado

Este teste divide as médias populacionais - no caso médias das porcentagens de reflectância de um grupo de solos nos intervalos espectrais escolhidos - em subgrupos, tais que quaisquer duas ou mais médias em um grupo não difiram significativamente, no nível de significância escolhido pelo experimentador. Tomando-se o nível de significância de 5% de probabilidade, entre duas médias o teste exige uma probabilidade de 95% (0,95) de que não indiquemos significativa uma diferença realmente nula. Para o caso de n médias a probabilidade de baixa para $0,95(n-1)$.

Os resultados do teste de Duncan para cada grupo de solos são mostrados na Tabela 5.10, onde as médias grifadas indicam que não há entre elas diferença de reflectância naquele intervalo de comprimento de onda. Os resultados estatísticos indicam em geral que a magnitude das diferenças de reflectância espectral são maiores na região de transição visível-infravermelho, entre 0,6 a 0,8 μm .

TABELA 5.10

TESTE DE DUNCAN DE MÚLTIPLOS INTERVALOS, PARA A DEFINIÇÃO DAS MÉDIAS POPULACIONAIS EM SUBGRUPOS, DAS REFLECTÂNCIAS DOS SOLOS SELECIONADOS PARA MEDIDAS RADIOMÉTRICAS

COMPRIMENTO DE ONDA (μm)		VALORES MÉDIOS DE REFLECTÂNCIA (%) EM ORDEM CRESCENTE DE MAGNITUDE				
GRUPO I						
(μm)						
0,4-0,5	32	30	5	70	6	
%	8,7	9,0	9,5	10,5	11,5	
0,5-0,6	5	30	32	6	70	
%	18,8	19	19,4	21,3	22,1	
0,6-0,7	5	30	6	32	70	
%	29,5	29,8	31,2	32,4	33,9	
0,7-0,8	30	5	32	6	70	
%	37,7	38,9	39,6	39,8	42,6	
0,8-0,9	30	32	5	6	70	
%	44,2	44,7	45,7	47,5	50,7	
0,9-1,0	30	32	5	6	70	
%	48,1	48,4	48,8	51	54,5	
GRUPO II						
(μm)						
0,4-0,5	55	34	116	10	61	1
%	5,6	5,9	6,3	6,7	7,9	8,1
0,5-0,6	55	34	116	61	10	1
%	13,3	14,1	15,1	16,6	17,3	18,5
0,6-0,7	55	34	116	61	1	10
%	25,4	26,5	27,4	28,2	30,6	31,7

(continua)

Tabela 5.10 - Conclusão

COMPRIMENTO DE ONDA (μm)		VALORES MÉDIOS DE REFLECTÂNCIA (%) EM OR				
DEM CRESCENTE DE MAGNITUDE						
GRUPO II						
(μm)						
0,7-0,8	55	34	61	116	1	10
%	31,6	34,3	34,9	35,4	38,1	40,1
0,8-0,9	61	55	34	116	1	10
%	39,9	40,2	40,3	41,5	43,5	45,5
0,9-1,0	34	55	61	116	1	10
%	43,8	44,7	45	45,8	48,1	48,7
GRUPO III						
0,4-0,5	19	8	33	7	71	
%	5,1	5,1	5,8	8,2	9,7	
0,5-0,6	19	8	33	7	71	
%	9,1	11,8	11,7	13,5	14,5	
0,6-0,7	19	33	71	8	7	
%	14,8	18,5	18,9	21,6	22,2	
0,7-0,8	19	71	33	8	7	
%	20,1	25,8	26,3	28,3	28,9	
0,8-0,9	1	71	33	7	8	
%	24,6	32	33	35	36	
0,9-1,0	19	71	8	33	7	
%	28,3	37,5	38	38,7	41,4	

Os solos incluídos no grupo I são caracterizados por cores claras, marrom-amareladas (matiz 10YR), altos valores de brilho e baixo a moderados valores de saturação, com texturas franco a franco argilosas (loam-clay loam), resultados da alteração de rochas dolomíticas. São característicos da unidade dolomítica C3, e quando encontrados na planície cárstica sugerem a ocorrência de fácies dolomíticas na unidade C1. Foram classificados como brunizem avermelhados.

A curva típica destes solos é caracterizada por um gradiente elevado de reflectância do visível para o infravermelho, sem que ocorra uma mudança brusca da declividade da reflectância entre estas duas regiões do espectro. Este tipo de curva indica a menor influência de óxidos de ferro na conformação do espectro, comparada com as curvas dos outros dois grupos. A aparência é de uma curva um tanto quanto retilínea, ausentes de bandas de absorção, mas que não pode ser debitada ao conteúdo de matéria orgânica ou à existência de minerais opacos no solo, devido ao nível elevado de reflectância do espectro. Apenas em torno de 0,9 μm aparece uma banda muito suave, que pode ser interpretada como devido a efeitos de campo cristalino de íons Fe^{3+} de minerais de hematita.

Entre os três grupos de solos, o I é o que tem maior reflectância em todos os comprimentos de onda e portanto suas cores de Munsell mais claras devem mostrar valores de albedo mais altos, nas imagens.

As razões para as diferenças significativas das amostras 6 e 70, com as outras amostras do grupo, não são evidentes com os dados de análises físicas e químicas disponíveis (Tabela 5.8). No caso da amostra 6, como a diferença de reflectância não é tão notável no intervalo 0,4 a 0,5 μm , podem ter ocorrido uma distribuição tendenciosa dos grãos na preparação da amostra para medidas no laboratório, podendo também ter ocorrido variações na intensidade da luz do simulador solar. A amostra 70 difere da amostra 5 e 30 em 0,6-0,7 μm , pela existência de bandas de absorção em torno de 0,65 μm , devido ao Fe^{3+} .

Os solos incluídos no grupo II possuem cores de matizes 7,5YR a 5YR (marrom forte a avermelhados) com valores moderados de brilho e altos valores de saturação (Tabela 5.9), com classe textural semelhante aos solos do grupo I. São derivados de rochas calcárias, sendo por isso bastante comuns

e extensos em quase todas as unidades carbonáticas, à exceção da C3 e um pouco menos da C4. Seus espectros possuem várias e pequenas bandas de absorção distribuídas principalmente na região do infravermelho e que não foram notadas nos outros dois grupos de solos.

É também típico dos espectros deste grupo o alto contraste da reflectância entre as regiões do infravermelho e visível, proporcionado por um pequeno acréscimo do conteúdo de óxidos de ferro presentes nestas amostras, em relação aos outros grupos, da ordem média de 0,04% e 0,09%, respectivamente para o primeiro e terceiro grupo.

Pelos valores da Tabela 5.10, os solos 1 e 10 e em parte o solo 61 são significativamente diferentes dos outros, na região visível. O solo 1 contém, dentre todos os solos analisados, a menor percentagem de matéria orgânica. Desde que o aumento do conteúdo da matéria orgânica implica numa maior diminuição da reflectância em todos os comprimentos de onda, a maior reflectância do solo 1 em relação aos demais, poderia ser explicada pela sua menor percentagem de matéria orgânica.

O solo 10, mesmo contendo maior porcentagem de matéria orgânica, deve a sua maior reflectância que o solo 1 a partir de $0,7\ \mu\text{m}$, por ter uma das mais altas porcentagens de argila natural, a qual nos maiores comprimentos de onda tem uma alta reflectância. A sua menor reflectância em relação ao solo 1, nos comprimentos de ondas menores, é causada por bandas de absorção entre $0,4$ a $0,5\ \mu\text{m}$, precisamente, em $0,425\ \mu\text{m}$. Observa-se que os solos de cores de Munsell mais altos (solos 1 e 10) são os de maior reflectância, principalmente no infravermelho.

Em síntese, os valores do teste de Duncan, para os grupos I e II, confirmam ser a cor o fator dominante na reflectância destes solos, que possuem valores mais altos de brilho e saturação.

Os solos incluídos no grupo III são os mais escuros, classificados com matizes 5YR, com baixos valores de brilho e saturação. Possuem texturas superficiais franco a franco-arenosas (loam, sandy loam) e as menores porcentagens de argila natural. São também derivados de rochas calcárias. A forma de suas curvas é intermediária às do grupo I e II, porém possui nível de reflectância mais baixo em todos os cinco intervalos espectrais. Observa-se

neste conjunto de solos mais escuros, que ocorre uma diferença mais significativa das reflectâncias, independente das cores.

O grupo III possui amostras (8, 33, 71) que têm os mais altos conteúdos de matéria orgânica dos solos amostrados na área, mas sem que isto os coloque, em relação às outras amostras do grupo, em níveis de reflectância inferiores. O solo 19, que tem porcentagem de matéria orgânica ao nível dos solos dos grupos I e II, é o menos refletivo de todas as amostras (Tabela 5.10), mesmo em relação aos de mais alta porcentagem, como os solos 8 e 33, dos quais é o solo 19 significativamente diferente.

Valores de matéria orgânica muito próximos são encontrados nas amostras dos três grupos de cores de solos, resultando que tais valores não são significativos para diferenciar os grupos de cores de solos ou diferenciar internamente os solos dentro de cada grupo. Em parte isto comprova o que foi afirmado anteriormente de que acima de 5% a matéria orgânica não provoca um contínuo abaixamento da reflectância dos solos. No caso dos solos amostrados nos três grupos, esta afirmação só seria totalmente comprovada, se houvesse conhecimento preciso do estado de decomposição da matéria orgânica, pois que a preservação de restos vegetais nos horizontes superficiais, conservando células com água ou ar nas interfaces celulares, eleva a reflectância nos comprimentos de onda maiores, independente de quanto seja o volume de matéria orgânica presente.

Finalmente, também parece haver uma tendência dos solos com porcentagens maiores de argila natural (Tabela 5.11), terem maiores reflectâncias. Recorda-se que entre os calcários, os tipos mais argilosos apresentavam reflectância mais alta. As amostras de solo 34 e 19 fogem desta regra, sem que houvesse sido determinados os motivos.

TABELA 5.11

PORCENTAGEM DE ARGILA NATURAL DOS SOLOS AMOSTRADOS ESPECTRALMENTE

G.I		G.II		G.III	
am.	% arg.	am.	% arg.	am.	% arg.
32	7,30	55	9,00	19	7,54
30	6,66	34	7,80	8	13,21
5	7,35	116		33	11,33
70	8,38	10	7,85	7	6,61
		61	8,78		
6	7,45	1	6,07	71	9,57

CAPÍTULO 6

MÉTODOS DE SELEÇÃO DE BANDAS VISANDO A REDUÇÃO DA DIMENSÃO DOS DADOS TM

6.1 - INTRODUÇÃO

Da discussão precedente é certo que, as rochas, e junto com elas os diferentes tipos de materiais da natureza, podem ser reconhecidas e classificadas em imagens orbitais, se possuírem um certo número de propriedades discriminatórias ou atributos. Sem dúvida, as oportunidades para isto aumentam quanto maiores forem as disponibilidades dos sensores em termos de número de bandas e das posições que ocupam no espectro eletromagnético.

A primeira dificuldade em qualquer processo de reconhecimento da natureza dos materiais, seja pelo homem ou por uma máquina, é considerar o problema de quais atributos discriminatórios selecionar e de como medirestes atributos. O sucesso dependerá, com certeza, do poder de discriminação dos atributos escolhidos.

Em imagens multiespectrais de satélite, as resoluções inerentes aos sistemas sensores impõem limitações na seleção das qualidades dos atributos, em termos de quão facilmente podem ser medidos. Por exemplo, a pequena escala de imageamento e a falta de estereoscopia das imagens do LANDSAT, diminuem a carga de informações discriminatórias dos alvos, através dos atributos espaciais relacionados diretamente com a forma e volume dos objetos (resolução espacial), ao inverso do que ocorre com as fotos aéreas. Em contraposição, os atributos relacionados com a dimensão espectral permitem melhores desempenhos de reconhecimento e classificação de padrões dos materiais, visto que as possibilidades são multiplicadas pela oportunidade de se poder analisar suas propriedades espectrais em diferentes bandas do espectro.

O maior esforço neste sentido tem sido dedicado ao desenvolvimento das técnicas de processamento automático de imagens digitais multiespectrais, com o objetivo de simplesmente buscar o realçamento de contrastes espectrais entre alvos, ou de classificá-los por estas suas propriedades espectrais.

Neste processo, os computadores podem realizar operações de extração de atributos matemáticos sobre os materiais de interesse, de tipo estatístico, como coeficientes de correlação, matriz de covariância, análises de variância, etc., que seriam no mínimo difíceis de serem obtidos por outros métodos. O único comprometimento envolvido é, às vezes, os altos custos de processamentos computacionais exigidos para a manipulação de um grande volume de dados que normalmente representam os produtos de sensores multiespectrais e, obviamente, a disponibilidade de tempo para interpretar o significado de toda a informação processada e reproduzida para interpretação. Desta forma, ambos os compromissos podem tornar inviável a realização de muitos trabalhos com imagens multiespectrais.

No caso do sensor TM, as suas sete bandas representam aproximadamente dez vezes as informações das tradicionais imagens MSS, levando à multiplicação do número de imagens resultantes dos diferentes processamentos além da capacidade de análise pelo homem. Desde que 35 combinações de composições coloridas podem ser feitas das sete bandas TM originais, tomadas três a três (ignorando a permutação de cores), pode ser extremamente difícil decidir qual combinação contém melhores informações para a interpretação visual de interesse. O problema é muito maior com as 15 possíveis divisões de bandas (imagens ratio) de 6 bandas TM, as quais podem ser combinadas de 455 diferentes maneiras na forma de composições coloridas.

Diante desta assustadora dimensão de dados em torno dos atributos espectrais das imagens multiespectrais, a única forma para solucionar o problema é obter do conjunto de imagens originais, a seleção de um subconjunto, que detenha o volume mais significativo das informações desejadas, como também a seleção dos tipos de processamentos que melhores resultados possam dar. A seleção por si já é necessária, pelo simples fato de que é esperado ocorrer uma grande porcentagem de redundância do volume de dados processados, redundância que como se viu, também ocorre entre as bandas originais. Este talvez seja o problema mais crítico que se defronta em aplicações com imagens, pois que todo o resultado de um trabalho estará comprometido pela boa ou má seleção que se fizer. Existem alguns critérios de certo modo intuitivos, que habitualmente são utilizados para selecionar um determinado subconjunto de imagens, mas que podem, ocasionalmente, prejudicar os resultados. Tais critérios são: eliminar bandas pelas suas aparentes redundâncias espectrais; selecionar a partir de

imagens não digitais as que mostram alvos de um modo mais contrastante; selecionar as imagens pela simples experiência adquirida de trabalhos realizados.

Com relação ao primeiro critério, muitas vezes deixamos de ter sensibilidade visual suficiente para notar as sutis diferenças espectrais de um alvo entre duas ou mais bandas, o que faz aparentar serem as imagens muito semelhantes entre si, sob exame visual. No caso do segundo critério, não se pode julgar o contraste de um alvo em imagens copiadas em papel, por não poderem reproduzir com fidelidade níveis espectrais de alta resolução radiométrica (2⁸ níveis de brilho). Mesmo se mostradas em monitores de TV, a partir de fitas CCT, o julgamento dependerá ainda da acuidade visual e resolução da tela, a menos que os dados sejam tomados a nível digital por recursos estatísticos. Além do mais, nas imagens em que os contrastes visuais são muito intensos, com grande probabilidade a discriminação dos alvos estará reduzida a alguns poucos tipos de materiais, pois na natureza os alvos tendem a ter um comportamento espectral próximo entre si. Por último, a experiência é um critério de recurso bastante eficiente, mas que pode ser aplicada apenas aos dados do sensor do qual esta experiência foi adquirida. A mudança de tipo de sensor, com número de bandas diferentes ou posicionadas em outros comprimentos de onda, irá exigir do intérprete, novos esforços para interpretação.

A experiência também tem demonstrado que muitas diferenças em termos de padrões espectrais são observadas de uma cena para outra, em função de uma série de fatores, como condições de iluminação, tipo de cobertura vegetal, morfologia, condições atmosféricas, etc., apesar de geologicamente parecerem-se muito similares, o que torna a seleção de imagens um problema específico para cada área. A generalização da seleção de um conjunto de bandas para aplicações geológicas, obviamente é conseguida ao longo do tempo e poderá mesmo satisfazer uma grande parte das aplicações. Entretanto, uma seleção de imagens com rigor científico, requer obrigatoriamente um bom conhecimento do comportamento espectral dos alvos existentes naquela cena e de como os fatores acima mencionados atuam em conjunto na definição espectral dos alvos.

No caso das imagens TM, disponíveis somente a partir de meados de 1984, a experiência ainda não existe sequer para se poder eleger um conjunto de três bandas que possa ter um bom desempenho, seja em uma área amazônica ou no nordeste semi-árido, ou em áreas da região sul do Brasil. Infelizmente, também não dispomos de um bom conhecimento sobre as propriedades espectrais dos

alvos geológicos nas condições ambientais de qualquer uma destas três regiões brasileiras, que possa orientar uma pré-seleção de imagens TM.

De fato, o presente trabalho consiste no primeiro estudo realizado no Brasil, de avaliação do desempenho de imagens TM na aplicação de discriminação litológica e, por isso, tornou-se obrigatório basear a seleção de imagens em critérios espectrorradiométricos de medidas de campo. Entretanto, medidas radiométricas consomem um tempo relativamente grande e exigem a disponibilidade de instrumentos que cubram as faixas espectrais das imagens em uso, além de exigir um domínio do analista na interpretação das curvas espectrais. Um e outro são ainda impedimentos graves para se obter num futuro próximo uma ampla documentação espectral dos nossos mais comuns ambientes geológicos e de suas litologias. Por isso, investigou-se, paralelamente, um método alternativo de seleção de imagens, que é baseado no uso de critérios de seleção de atributos espectrais, a partir de medidas estatísticas de separabilidade entre classes e que pode ser testado automaticamente no I-100, a partir de classes definidas pelo próprio usuário. O critério exige apenas que as áreas de amostragem das classes eleitas, sejam em termos de qualidade espectral, representativas de uma mesma litologia ou mesmo alvo geológico. Paradella (1983), em sua tese de doutoramento sobre discriminação litológica com imagens MSS, provou o sucesso deste método, comparando seus resultados com o que obteve com os processamentos de possíveis combinações de três bandas das imagens MSS.

6.2 - SELEÇÃO DE BANDAS TM COM BASE NA ANÁLISE ESPECTROSCÓPICA

Em termos espectrais, dois alvos geológicos ou duas unidades litológicas de mapeamento, são discrimináveis se diferirem significativamente pelo menos em alguma porção do espectro. Esta diferença é dada pela variação de reflectância, a qual nas imagens é representada pela diferença de brilho dos pixels de cada alvo. Comparando-se a curva espectral de duas litologias obtidas por medidas radiométricas de campo, as quais estão mais próximas da realidade da imagem, pode-se ter uma idéia em qual banda a discriminação seria mais provável. O inconveniente da comparação de curvas espectrais, é que uma boa caracterização espectral de cada unidade litológica requer normalmente várias medidas, às vezes mais do que uma centena, o que torna o processo de comparação difícil, se não se utilizar técnicas estatísticas de análise de discriminação para facilitar a análise.

Cerca de 100 curvas espectrais foram efetuadas em pontos das unidades mapeadas por Miranda et alii (1976), na borda leste da serra do Ramalho. Para se testar, quão discrimináveis elas são entre si, no sentido de prever a separabilidade espectral das unidades nas imagens, aplicou-se a análise estatística função discriminante. Uma aplicação deste teste, com idêntico objetivo, foi utilizado por Conel et alii (1978) no estudo espectral de alterações associadas com ocorrências de urânio e, por Formaggio (1983), em estudos de solos de Limeira (SP), ambos confirmando a excelência do método. Landim e Perinotto (1981) apud Landim (1984) também mostraram a validade do método para comparar três gêneros fósseis de mesossaurídeos da Formação Iratí.

Primeiro determinou-se o Índice de discriminação espectral das medidas radiométricas efetuadas em cada unidade e depois calculou-se a contribuição dos intervalos de comprimento de onda, das medidas radiométricas correspondentes às bandas TM (embora apenas para as quatro primeiras), na discriminação entre pares de unidades, com o objetivo de selecionar um subconjunto das melhores bandas para a discriminação das litologias da área.

Para as medidas espectrais de campo, as funções discriminantes foram construídas a partir de variáveis especificadas como a reflectância média espectral, computada para os intervalos de comprimento de onda correspondentes às bandas TM. Na verdade, utilizou-se como valor de reflectância média, a integração da área sob a curva espectral correspondente ao intervalo de cada banda TM, usando-se a regra do trapézio. Devido à limitação de operação espectral do radiômetro de campo ISCO, ao intervalo de 0,4 a 1,55 μm , somente as bandas 1, 2, 3 TM do visível e banda 4 do infravermelho próximo puderam ser analisadas pela função discriminante.

As medidas espectrais foram reunidas em agrupamentos que representam uma amostragem espectral de cada unidade litológica, conforme o mapeamento geológico de Miranda et alii (1976). O método utilizado para o cálculo das funções discriminantes foi o de regressão linear, onde a variável dependente consiste das diferenças entre as médias multivariantes de dois grupos. Os cálculos foram feitos pelo programa computacional DISCRIM, baseado em Davis (1973). Detalhes do método podem ser vistos na publicação deste autor.

O objetivo da aplicação da análise discriminante foi o de determinar, de forma quantitativa, quão bem é obtida a separação dos grupos especificados, usando-se como parâmetros de medida os valores espectrais de campo representativos das unidades litológicas. Seu fim é encontrar um conjunto de funções a partir das variáveis selecionadas, que permite verificar a qual grupo de população (unidade litológica) comparada par a par, pertencem as medidas espectrais. Isto é calculado pela distância entre duas médias multivariantes, conhecida como distância generalizada de Mahalanobis, ou D^2 , que mede a separação entre as duas médias multivariantes expressa em unidades de variância combinada (Landim, 1984).

Nas Figuras 6.1 a 6.8 estão representadas as projeções gráficas das funções discriminantes das medidas espectrais, seguidas cada uma por uma correspondente tabela (Tabelas 6.1 a 6.8) dos valores dos seus índices discriminantes, calculados pelo programa DISCRIM. De fato, pode-se facilmente localizar a posição de cada medida ao longo da linha da função discriminante e identificar aquelas que podem refletir discrepância em relação aos valores médios que representam espectralmente a unidade, ou seja, que foram mal classificadas.

Foram construídos 36 diagramas de funções discriminantes, correspondentes às 9 unidades litoestratigráficas do Bambuí existentes na área: C1 (11 medidas), C2 (18), C2.1 (6), C2.2 (9), C3 (8), C4 (9), C5 (8), C6 (12) e C7 (4). Para cada unidade foi verificada sua discriminação linear em relação às demais. A Formação Urucuia não foi incluída devido ao reduzido número de medidas radiométricas (duas medidas). Da análise dos gráficos das Figuras 6.1 a 6.8 pôde-se fazer algumas observações gerais mais significativas.

Como era de esperar, a maior separabilidade é entre as unidades predominantemente constituídas de afloramentos de rochas (C2, C2.1, C2.2, C.6), em relação àquelas quase essencialmente de formação pedogenética (C1, C3, C4, C5, C7). Ver Figuras 6.2, 6.3, 6.4 e 6.8. Porém, entre as unidades essencialmente litológicas, as diferenças entre seus valores centrais das médias das classes (distância generalizada de Mahalanobis, D^2) são sempre pequenas. O mesmo ocorre para as unidades mais pedogenéticas, as quais entretanto possuem um número maior de membros que se confundem entre duas classes e que são portanto mal classificadas pela função discriminante.

Fig. 6.1 - Projeções dos Índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C1.

TABELA 6.1

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS
DE CAMPO DA UNIDADE C1

		$C_1 \times C_2$		$C_1 \times C_{2.1}$		$C_1 \times C_{2.2}$		$C_1 \times C_3$		$C_1 \times C_4$		$C_1 \times C_5$		$C_1 \times C_6$		$C_1 \times C_7$	
Di		50,82	-19,17	26,79	-33,45	43,36	-22,50	-1,07	-2,23	2,90	0,19	4,35	2,53	48,61	-15,34	5,65	-0,73
Do		15,82		-3,33		10,43		-1,65		1,55		3,44		16,63		2,46	
D ²		69,99		63,23		65,87		1,16		2,70		1,83		63,95		3,58	
Contribuição direta das ondas TM	1	0,5%		4%		5%		-88%		-67%		3%		2%		3%	
	2	-64%		-37%		-23%		187%		196%		24%		-50%		-44%	
	3	128%		59%		41%		47%		-54%		55%		69%		138%	
	4	36%		74%		79%		-46%		23%		25%		79%		3%	
FcaIc.		106,2*		41,8*		67,93*		1,10		2,72		1,74%		78,65*		2,82	
Ftab.		2,78		3,26		3,06		3,11		3,06		3,11%		2,93		3,63	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

TABELA 6.2

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS
DE CAMPO DA UNIDADE C2

		$C_2 \times C_{2,1}$		$C_2 \times C_{2,2}$		$C_2 \times C_3$		$C_2 \times C_4$		$C_2 \times C_5$		$C_2 \times C_6$		$C_2 \times C_7$	
Di		-12,56	-17,79	-3,19	-3,78	3,81	-49,87	11,63	-76,14	-7,51	-20,07	2,38	-2,83	-0,82	-6,96
Do		-15,18		-3,48		-23,03		-32,25		-13,79		-2,61		-3,89	
D ²		5,22		0,59		53,68		87,77		12,56		0,47		6,14	
Contribuição direta das variáveis ban. das TM	1	47%		90%		-13%		-13%		1%		50%		4%	
	2	452%		36%		-12%		121%		-9%		33%		-126%	
	3	-396%		-50%		74%		-5%		68%		-16%		183%	
	4	-2%		23%		62%		-3%		39%		34%		40%	
Fcalc.		5,07*		0,78		65,03*		115,85*		15,22*		0,75		3,32*	
Ftab.		2,90		2,82		2,84		2,82		2,84		2,76		3,01	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

Fig. 6.2 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das unidades radiométricas de campo da unidade C2.

Fig. 6.3 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C2.1

TABELA 6.3

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS DE CAMPO DA UNIDADE C2.1

		$C_{2.1} \times C_{2.2}$		$C_{2.1} \times C_3$		$C_{2.1} \times C_4$		$C_{2.1} \times C_5$		$C_{2.1} \times C_6$		$C_{2.1} \times C_7$	
D1		10,13	7,10	28,45	-15,08	33,88	-45,06	-3,49	-8,85	11,66	8,02	10,28	3,77
Do		8,61		6,68		-5,59		-6,17		9,84		7,03	
D2		3,03		43,53		78,94		5,36		3,64		6,50	
Contribuição direta das variáveis ban das TM	1	254%		26%		69%		24%		-134%		-277%	
	2	-391%		75%		69%		11%		190%		407%	
	3	257%		-50%		-17%		29%		39%		-1%	
	4	-18%		50%		-21%		37%		4%		-30%	
Fcalc.		2,09		27,9*		54,65*		3,45		2,63		1,86	
Ftab.		3,48		3,63		3,48		3,63		3,18		6,39	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

Fig. 6.4 - Projeções dos Índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C2.2

TABELA 6.4

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS DE CAMPO DA UNIDADE C2.2

		C _{2.2} x C ₃		C _{2.2} x C ₄		C _{2.2} x C ₅		C _{2.2} x C ₆		C _{2.2} x C ₇	
D1		21,99	-27,87	49,94	-65,78	-6,19	-16,81	0,55	0,53	-9,39	-24,47
D0		-2,94		-7,92		11,50		0,54		-16,93	
D2		49,87		115,73		10,62		0,02		15,08	
Contribuição direta das variáveis ban das TM	1	-32%		-6%		3%		141%		-29%	
	2	119%		180%		-15%		-378%		-255%	
	3	-71%		-34%		130%		298		573%	
	4	83%		-41%		-20%		39%		-190%	
Fcalc.		42,24*		102,25*		8,99*		0,02		5,94*	
Ftab.		3,26		3,18		3,26		3,01		4,12	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

TABELA 6.5

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS
DE CAMPO DA UNIDADE C3

		C ₃ x C ₄		C ₃ x C ₅		C ₃ x C ₆		C ₃ x C ₇	
D ₁		3,30	2,73	10,23	5,41	41,83	-6,26	7,89	1,75
D ₀		3,01		7,82		17,80		4,82	
D ²		0,57		4,82		48,11		6,14	
Contribuição direta das variáveis ban das TM.	1	-43%		-18%		-16%		-23%	
	2	121%		24%		10%		33%	
	3	-38		70%		25%		54%	
	4	60%		24%		80%		40%	
F _{calc.}		0,48		3,78*		48,11*		2,23	
F _{tab.}		3,26		3,36		3,01		4,12	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

Fig. 6.6 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C4.

TABELA 6.6

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS DE CAMPO DA UNIDADE C4

		$C_4 \times C_5$		$C_4 \times C_6$		$C_4 \times C_7$	
D_i		12,37	6,85	72,35	-24,40	5,21	-26,89
Do		9,91		23,98		-10,84	
D^2		5,52		96,74		32,10	
Contribuição direta das variáveis bandas TM	1	14%		- 8%		-25%	
	2	76%		156%		270%	
	3	- 26%		-21%		-72%	
	4	11%		-26%		-74%	
$F_{calc.}$		4,67*		109,55*		12,63*	
$F_{tab.}$		3,26		3,01		4,12	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

Fig. 6.7 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C5

TABELA 6.7

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS RADIOMÉTRICAS DE CAMPO DA UNIDADE C5

		$C_5 \times C_6$		$C_5 \times C_7$	
D1		21,89	8,55	2,79	1,67
D0		15,22		2,23	
D ²		13,34		1,12	
Contribuição direta das variáveis ban das TM	1	3%		1%	
	2	-12%		-16%	
	3	116%		196%	
	4	-6%		-82%	
Fcalc.		13,34*		0,40	
Ftab.		3,06		4,53	

*Classes discrimináveis ao nível de significância 0,05

Fig. 6.8 - Projeções dos índices discriminantes sobre os eixos das funções discriminantes das medidas radiométricas de campo da unidade C₆.

TABELA 6.8

VALORES DA ANÁLISE DISCRIMINANTE LINEAR PARA AS MEDIDAS
RADIOMÉTRICAS DE CAMPO DA UNIDADE C₆

		C ₆ x C ₇	
D1		4,26	-4,01
D0		0,12	
D2		8,27	
Contribuição direta das variáveis ban das TM.	1	4%	
	2	-59%	
	3	418%	
	4	-263%	
Fcalc.		3,81*	
Ftab.		3,48	

* Classes discrimináveis no nível de significância 0,05.

Dentro de cada população, o padrão do comportamento espectral de cada amostragem é mais uniforme em relação ao valor central das médias para as classes constituídas de afloramentos de rochas. Isto é mostrado pela tendência das projeções das amostras na linha da função discriminante, se reunirem em torno dos pontos centrais (valores Di).

As mais aparentes semelhanças litológicas existentes na área, que são aquelas observadas entre os afloramentos das unidades C2, C2.2 e C6, formadas de calcários escuros carbonosos, são comprovadas pelas medidas espectrais, pois que seus índices discriminantes entre as combinações de pares destas unidades, são os de mais baixos valores (Figura 6.2). Comparadas com a uni

dade C2.1, também com superfícies microcársticas em alguns aspectos semelhantes com as unidades C2 e parte da C6, mas de composição dolomítica e cor cinza clara, a discriminação é bem mais notável, conquanto ainda ocorra algumas confusões entre seus membros. É interessante notar que a discriminação de cada uma destas três unidades, em relação às outras que lhe são diferentes, segue quase que uma mesma ordem crescente de discriminação. A unidade C2 é sucessivamente melhor discriminada das unidades C6, C2.2, C2.1, C7, C5, C3, C4. A unidade C2.1 das unidades C2.2, C6, C5, C7, C3, C4. A unidade C2.2 das unidades C6, C5, C7, C3, C4. Isto acontece porque as relações espectrais entre estas unidades são devidas mais às composições de suas rochas do que a outros fatores extrínsecos à natureza de seus materiais. Esta comprovação também pode ser verificada pela comparação dos valores dos índices e funções discriminantes das Tabelas 6.2, 6.3 e 6.4 e respectivas figuras, que indicam que as diferenças de intensidade e forma do estado físico de suas feições microcársticas, têm menor consequência na conformação espectral a nível de medidas espectrais de campo. Assim é, porque senão a morfologia criada pelos intensos lápies em forma de altos pontões, que são mais típicos da unidade C2.2, lhe possibilitaria uma notável discriminação com as outras unidades. Seus índices discriminantes com os calcários das unidades C6 e C2 são 0,02 e 0,59 respectivamente, enquanto que com a unidade dolomítica C2.1 é 3,03.

Neste aspecto, cabe abrir um parêntese nesta discussão. Nas medidas de campo, muitas vezes é impossível, dentro de uma dada geometria de medidas, captar as relações de diferenças do estado da superfície física entre dois alvos, desde que a área integrada pelo campo de visada do sensor é relativamente pequena. Nestes casos, as diferenças espectrais se acontecerem, deverão ser computadas a alguma diferença na composição química ou mineralógica. Já no caso de imageamento por satélite ou mesmo de altitudes mais baixas, as variações do microrrelevo poderão afetar sobremaneira a qualidade das respostas espectrais, podendo tornar distintos alvos espectralmente similares ou vice-versa.

Isto explica-se porque destas altitudes, o elemento de resolução do terreno imageado integra áreas da ordem de centenas de metros quadrados e, conseqüentemente, nas condições da área de estudo, para as unidades de pavimentos rochosos a reflectância será um misto da radiação refletida das superfícies das rochas e das áreas sombreadas pelos lápies. A intensidade do fenômeno é dependente do ângulo de elevação solar, da dimensão e orientação das feições de relevo e da resolução espacial do sensor.

Entre as unidades com largo predomínio de solos sobre áreas de afloramentos (C1, C3, C4, C5 e em parte a C7), os valores dos índices discriminantes anotados nas Tabelas 6.1, 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8, mostram que:

- a unidade C1 da planície cárstica teria maior similaridade com a unidade de origem dolomítica C3, o que sugere que grande parte dos solos marrom-amarelados encontrados com frequência na unidade C1, tenha origem dolomítica, cujas rochas devem representar uma fácies importante nesta extensa unidade de raros afloramentos;
- espectralmente, os solos originados dos dolomitóides da unidade C3 também pouco diferem dos solos originados dos pelitos (siltitos e folhelhos) da unidade C4, o que cria a expectativa de que estas duas unidades litologicamente distintas não possam vir a ser discriminadas, pelo menos nas quatro primeiras bandas TM, em função de seus produtos de alteração;
- ambos os solos das unidades C3 e C4 são melhores discriminados dos solos C5 e C7, onde nesses é maior o predomínio de camadas calcárias sobre as pelíticas.

Destas constatações pode-se em princípio afirmar que, espectralmente, haveria possibilidade de discriminar nas imagens TM, a partir dos solos resultantes da alteração da rocha, apenas as unidades de solos calcários das de solos dolomíticos ou pelíticos.

Destes resultados, pode-se resumir que as medidas espectrais indicam que os principais tipos de rochas que compõem as unidades da borda leste da serra do Ramalho, e em extensão, toda a serra, podem ser distinguidos entre si, devido às diferenças de suas composições químicas e mineralógicas. Assim, as rochas calcárias terão possibilidades de serem espectralmente discriminadas nas imagens TM, das rochas dolomíticas e das rochas pelíticas tipo siltitos e folhelhos. Quando transformadas totalmente em solos, a discriminação espectral mantém-se dada às diferenças de cores e composições resultantes. Deve-se entretanto considerar que em termos de caracterização das unidades geológicas, as suas correspondências com as unidades espectrais nem sempre serão coincidentes, face às diferenças de fatores que decidem para a delimitação de uma unidade no campo em relação à imagem multiespectral.

Nas Tabelas 6.1 a 6.8, constam os cálculos da contribuição relativa, em porcentagem de cada variável (bandas 1, 2, 3 e 4 TM) considerada na análise discriminante das unidades litológicas, com o objetivo de selecionar o conjunto das melhores bandas TM na discriminação. O valor calculado representa uma medida da contribuição direta da variável, sem considerar o seu interrelacionamento com as outras variáveis. A partir destes valores calculados construiu-se para simplicidade de apresentação, a Tabela 6.9 que lista as bandas ou variáveis que tiveram a contribuição mais significativa na discriminação de cada par de unidades, com base nas medidas espectrorradiométricas de campo.

TABELA 6.9

CONTRIBUIÇÃO DIRETA MAIS SIGNIFICATIVA DAS QUATRO PRIMEIRAS BANDAS TM PARA A DISCRIMINAÇÃO ENTRE DUAS UNIDADES, COM BASE NA ANÁLISE DISCRIMINANTE DE MEDI
DAS RADIOMÉTRICAS DE CAMPO

GRUPOS	MELHOR BANDA	% CONTRIBUIÇÃO
C1 x C2	3	128
C2.1	4	74
C2.2	4	79
C6	4	79
C2 x C2.1	2	452
C3	3	74
C4	2	121
C5	3	68
C7	3	183
C2.1 x C3	2	75
C4	2	69
C2.2 x C3	2	119
C4	2	180
C5	3	130
C7	3	573
C3 x C5	3	70
C6	4	80

(continua)

Tabela 6.9 - Conclusão

GRUPOS	MELHOR BANDA	% CONTRIBUIÇÃO
C4 x C5	2	76
C6	2	156
C5 x C6	3	116
C6 x C7	3	418
OBS.: A porcentagem de contribuição sô tem significado em termos do valor numérico que representa as unidades comparadas dentro de cada grupo.		

Os resultados indicam a seguinte apuração de quantas vezes cada banda foi considerada como a melhor:

banda 1 TM (0,45 - 0,52 μ m) = 0

banda 2 TM (0,52 - 0,60 μ m) = 8

banda 3 TM (0,63 - 0,69 μ m) = 9

banda 4 TM (0,76 - 0,90 μ m) = 4

A total rejeição da banda 1 justifica-se pela baixa resposta da reflectância que normalmente possuem os minerais e rochas nesta porção do espectro, ocorrendo que variações significativas na composição mineral não são correspondidas por uma diferença notável na porcentagem de reflectância neste intervalo, da maneira como acontece em comprimentos de onda maiores. Mesmo que de um para outro mineral ou rocha, ocorram diferenças na forma do espectro ou das bandas de absorção, a reflectância média integrada da banda 1 TM será ainda pouco diferente, porque a variação de intensidade das bandas de absorção pouco influirã na porcentagem de reflectância. No caso das medidas realizadas, praticamente não se notou nos espectros discutidos no Capítulo 5, a existência de bandas de absorção nesta região, ou mudanças de forma do espectro, que pudessem eventualmente permitir um mínimo de discriminação entre dois grupos quaisquer de unidades. Este resultado comprova portanto a ineficiência da banda TM 1 na discriminação de litologias carbonáticas e/ou pelíticas e de seus produtos de alteração. Aliás, originalmente esta banda foi selecionada para o TM com a finalidade principal de estudos de qualidade d'água.

A banda 2 apresenta-se quase em igualdade de contagem com a banda 3, sugerindo à primeira vista, ser junto com esta a melhor na discriminação. Porém, observa-se na Tabela 6.9, que a banda 2 contribui preferencialmente para a discriminação da unidade C4 em relação às demais, razão pela qual aparece várias vezes na tabela como uma suposta boa banda para discriminação. Se fosse excluída essa sua preferência em relação à unidade C4, veremos pela tabela que ela seria útil apenas na discriminação entre as unidades C2 x C2.1, C2.1 x C3 e C2.2 x C3. Da mesma maneira, esta discriminação preferencial por uma unidade também acontece com a banda 4 em relação à unidade C1.

O motivo da banda 2 (0,52 - 0,60 μm) aparecer com este potencial de discriminação decorre precisamente da tendência da variação da forma das curvas espectrais que certas litologias exibem neste intervalo, variações estas que estão relacionadas à mudança de declividade da curva de reflectância e não à presença de bandas de absorção. Isto pode ser revisto pelos diagramas de curvas espectrais de afloramentos de rochas da unidade C4, apresentados e discutidos no Capítulo 5. Como vimos, esta unidade é de natureza pelítica (siltitos e folhelhos), o que faz com que seus argilominerais exerçam um domínio total no espectro, provocando uma abrupta queda de reflectância em direção ao visível, justamente dentro do intervalo desta banda, em torno de 0,55 μm . Este comportamento não se observa nas outras unidades, a não ser algumas vezes com a unidade C3. Apesar de que na análise discriminante as medidas espectrais para as unidades C3 e C4 consistem de medidas de solo, a afirmação acima continua válida porque os espectros de rochas destas duas unidades, respectivamente Figuras 5.11 e 5.13, são bastante semelhantes com os espectros de seus solos, mostrados pela curva tipo II da Figura 5.21. Isto quer dizer que a banda 2 poderia ser indicada como a melhor na discriminação entre rochas pelíticas com rochas calcárias e dolomíticas, dos tipos das unidades C2 e C2.1.

Com referência à banda 3, pode-se afirmar que ela contribui na discriminação das unidades de duas maneiras: entre unidades rocha x solo como o exemplo da C2 com a C3, em decorrência da elevada diferença do nível de reflectância que mostram os espectros destes dois tipos de materiais (compare as Figuras 5.5 e 5.21); entre unidades solo x solo (ex: C3 x C5), a contribuição devendo ser computada pelas bandas de absorção que ocorrem com maior frequência nesta região do espectro. Observe na Figura 5.21 que os espectros de solos, na região destas bandas, têm níveis de reflectância e forma espectral próximos entre si.

Com estes resultados seria correto afirmar que a banda 3 supera com uma boa margem de vantagem as outras três bandas na discriminação das unidades consideradas. Isto porque, além de possuir a melhor contagem, ela possibilitaria a discriminação entre unidades que são essencialmente pedogenéticas, ou destas com unidades constituídas essencialmente de afloramentos de rocha.

Porém, de uma maneira geral, a avaliação estatística das medidas espectrorradiométricas de campo, pela análise discriminante, demonstra que os intervalos espectrais correspondentes às quatro primeiras bandas TM seriam mais favoráveis à discriminação, entre as unidades litológicas carbonáticas com as de constituição pedogenética. São menos favoráveis, mas não incapazes de diferenciar as unidades essencialmente litológicas, não porque tal constitua uma deficiência do sensor, mas sim por causa da similaridade dos tipos litológicos existentes na área. O fato é que as unidades C2 e C2.1, que ocorrem lado a lado, formando pavimentos rochosos com superfícies quase idênticas mas que se distinguem pelas composições, uma calcária e outra dolomítica, são discrimináveis espectralmente na região correspondente à banda 2 TM. Isto prova no mínimo que é possível discriminar rochas dolomíticas de rochas calcárias, mesmo quando no campo elas aparecem com características petrológicas semelhantes, a exemplo da borda leste da serra do Ramalho. Esta é uma conclusão interessante, pois que as perspectivas seriam de certo mais promissoras caso os dolomitos exibissem cores distintas dos calcários cinza-escuro, podendo mesmo haver a possibilidade de se identificar diferentes tipos de dolomitos.

Em resumo, os resultados indicam com base nas medidas espectrais de campo, para a seleção das melhores bandas entre as quatro primeiras bandas TM, a banda 3 com larga vantagem entre as demais e, secundariamente, as bandas 2 e 4, com uma pequena vantagem para a primeira. Neste último caso, a opção entre uma e outra poderá ser decidida por uma análise visual das imagens, desde que a nível de satélite uma série de fatores pode condicionar contrastes espectrais entre bandas que deveriam ter comportamentos semelhantes.

6.3 - SELEÇÃO DE BANDAS TM PELO CRITÉRIO SELEÇÃO DE ATRIBUTOS

Esta técnica é uma alternativa conveniente de se tentar uma seleção de imagens, visando reduzir a dimensionalidade, processamento e redundância de dados a partir de simples tratamentos automáticos de imagens. Porque é baseada em uma série de medidas estatísticas interbandas, pressupõe-se que ela

ajude a eliminar o caráter de subjetividade do intérprete na seleção das bandas, quando há pouca informação espectral sobre os alvos da área, mas pelo menos um mínimo de informação geológica.

O algoritmo implementado no I-100 para esta função, desenvolvido por Ii (1982), sob a designação de "sistema de seleção de atributos", consiste de em um classificador que seleciona de um conjunto de N bandas o melhor subconjunto de k bandas, o qual minimiza a probabilidade de erro de classificação. Existe no algoritmo dois métodos alternativos: um, é o método de medida da distância estatística J-M (Jeffreys-Matusita) e o outro método é o critério da entropia, na formulação para o cálculo de entropia gaussiana. Para a operação do algoritmo o analista deve apenas escolher, em qualquer banda exposta no monitor de TV, áreas de amostragem representativas dos alvos do seu interesse que constituirão as classes, o algoritmo calculando então, sequencialmente, as duas funções de classificação.

No cálculo de seleção de bandas pelo critério da distância J-M, o algoritmo resume-se em computar a medida da distância estatística J-M entre as densidades de probabilidade de duas classes para todos os possíveis subconjuntos de k bandas (1, 2, ...), e daí selecionar aquele que produz a maior distância. A escolha de uma medida estatística do tipo J-M foi baseada nos experimentos de Swan e King (1973), que compararam as medidas de separabilidade de classe do tipo divergência, divergência transformada e J-M, em imagens multiespectrais de aeronaves. Os resultados demonstraram que as medidas de saturação (J-M e divergência transformada) eram preferíveis à divergência ordinária, para selecionar as melhores bandas para o reconhecimento de multiclases, com uma vantagem favorável da distância J-M em relação à divergência transformada.

Matematicamente, a distância J-M entre duas classes ou duas densidades de probabilidade $p_1(x)$ e $p_2(x)$ é dada por

$$J-M = \int \left[\sqrt{p_1(x)} - \sqrt{p_2(x)} \right] \quad (6.1)$$

a qual pode ser escrita na forma

$$J = 2 (1 - \rho) \text{ onde } \rho = \int \sqrt{p_1(x) \cdot p_2(x)} \quad dx \quad (6.2)$$

Se $p_1(x)$ e $p_2(x)$ são contribuições gaussianas multivariadas, então:

$$\rho = e^{-\alpha} \text{ e } J = 2 (1 - e^{-\alpha}) \quad (6.3)$$

onde:

$$\alpha = 1/8 (V_1 \cdot V_2)^T \Sigma^{-1} (V_1 + V_2) + 1/2 \log e \left(\frac{\det \Sigma}{\sqrt{\det_1 \Sigma \det_2 \Sigma}} \right) \quad (6.4)$$

e:

$V_1 = \text{vetor médio da classe 1;}$ $V_2 = \text{vetor médio da classe 2;}$ $\Sigma_1 = \text{matriz de covariância da}$ classe 1; $\Sigma_2 = \text{matriz de covariância da}$ classe 2; $\Sigma = 1/2 \left[\Sigma_1 + \Sigma_2 \right] ;$	}	estimados por amostragens de "pixels" para cada banda TM
$()^T = \text{matriz transposta;}$ $()^{-1} = \text{matriz inversa.}$		

Desde que $0 < e^{-\alpha} < 1$, a distância J-M (Equação 6.3) varia de 0 a 2, com 2 correspondendo ao maior valor de separação entre duas classes.

Como a seleção de atributos quase sempre envolve mais de duas classes, seu uso através da medida J-M pode ser estendido para o caso de multi classes. Neste caso, pode-se selecionar a melhor combinação k de atributos, escolhendo a combinação cuja distância média entre os pares de classe seja máxima, onde

$$J-M_{\text{média}} = \frac{1}{m(m-1)} \sum_{i=1}^{m-1} \sum_{j=i+1}^m J_{M \ i \ j}$$

onde:

$J_{M \ i \ j} = \text{distância JM entre as classes i e j;}$

$m = \text{número total de classes.}$

Desde que neste caso JM_{ij} aumenta com a separabilidade por um processo de saturação, no máximo até 2, classes com os mais altos valores de separação não exercerão uma contribuição pesada no critério de separabilidade média para a medida JM, como ao contrário acontece com a divergência transformada.

O segundo método alternativo para a seleção de atributos é o critério da entropia, considerada como uma boa medida de dispersão do conjunto de dados pertencentes a uma classe ou fonte de informação. A entropia como medida estatística é comumente interpretada como a incerteza média da fonte de informação (Young e Calvert, 1974), estando relacionada com a probabilidade que possui cada elemento da fonte. Seu valor é maior ou igual a zero e para uma fonte de tamanho n , a entropia é máxima quando a probabilidade $p_i = 1/n$, $i = 1, 2, \dots, n$. Isto está de acordo com a intuição de que a incerteza da fonte deveria sempre ser positiva ou zero e ela deveria ser máxima quando n elementos são igualmente prováveis de serem retirados da fonte. Uma ilustração da entropia como uma função de p_i está esquematizada na Figura 6.9, para o caso de uma fonte de tamanho $n = 2$. A entropia é máxima, quando $H = 1$ para $p_i = 1/2$, ou seja, equipotencial, e $H = 0$ quando $p_i = 0$ ou 1 . Com $p_i = 1$ tem-se a certeza de que o resultado de se retirar um elemento de uma fonte é x_i , desde que a incerteza ou a informação é zero.

Fig. 6.9 - Função entropia

(Young and Calvert, 1974, p. 234)

Como a entropia $\bar{e}$ baseada na estimativa da função de densidade de probabilidade ($p(x/w_l)$), para fontes de informação que são consideradas de ter padrões gaussianos, suposição que $\bar{e}$ feita para a maioria dos materiais terrestres naturais, a entropia $H(x)$ $\bar{e}$ definida como:

$$H(x) = 1/2 \ln |\Sigma| + N/2 \ln 2\pi e, \quad (6.5)$$

onde:

$|\Sigma|$ $\bar{e}$ o determinante da matriz de covariância da fonte de informação;

N = número de atributos ou de bandas.

Como neste caso a média e a variância são as únicas características conhecidas da fonte, uma função de densidade normal $\bar{e}$ uma suposição satisfatória do ponto de vista da entropia (Tou and Gonzales, 1974). O problema basicamente se resume então, pela equação acima, em calcular a matriz de covariância da população das amostras.

No algoritmo seleção de atributos, implementado por Dutra et alii (1984) no I-100, $\bar{e}$ calculado a entropia gaussiana global, ou seja, para toda a imagem. A matriz de covariância $\bar{e}$ calculada sobre o total das áreas de treinamento das classes envolvidas no processo de classificação, para isto bastando calcular a matriz de covariância $N \times N$, onde N $\bar{e}$ o número total de atributos ou bandas. Desta matriz global são extraídas as possíveis matrizes de dimensão $K \times k$ ($k < N$) e calculada a entropia gaussiana global para cada subconjunto de k bandas, conforme a equação 6.5.

Para as duas opções de seleção de atributos, distância J-M média e entropia gaussiana, os dados de saída são listados em uma impressora, com os valores correspondentes aos subconjuntos de bandas ($k \times k$), selecionados em ordem decrescente. Cada subconjunto consiste das seis melhores combinações de 1 banda, 2 bandas, 3 bandas, 4 bandas, 5 bandas e 6 bandas.

Embora ambas tenham exatamente a mesma função, as diferenças nas formulações estatísticas em que se baseiam podem gerar em alguns casos, para áreas testes, resultados diferentes, mas que se deve esperar serem próximos. Caso tais diferenças não sejam significativas, a seleção de atributos pelo cri

tério de entropia gaussiana global é recomendada por Dutra et alii (1984), por ser bem mais rápida em termos computacionais que a distância J-M.

A vantagem das duas opções oferecidas pelo algoritmo seleção de atributos é que elas não exigem qualquer hipótese, a priori, a respeito dos atributos das classes, ou seja, para utilizá-las não é necessário o analista conhecer particularidades da cena. Isto torna o processo extremamente simples e ao alcance de qualquer usuário de imagens. Por consequência, seus resultados prescindem de discussões detalhadas para explicarem a seleção obtida, desde que ela é exclusivamente dependente das classes selecionadas pelo intérprete.

Na área, as classes foram escolhidas para representarem o melhor possível as unidades mapeadas, incluindo-se outras representativas de prováveis diferenças de solos observados nas imagens. Um total de 13 classes foram selecionadas e suas áreas de amostragem definidas a partir das próprias imagens originais, com o controle do mapa geológico de Miranda et alii (1976) e do mapa pedológico da HIDROSERVICE (1971). Procurou-se coincidir o máximo possível os pontos de amostragem com os locais onde foram tomadas as medidas espectrais de campo. A Figura 6.10 mostra a localização das áreas de amostragem das classes selecionadas. As únicas duas premissas que o método seleção de atributos impõe para uma boa classificação são relativas ao número de amostras por classe que não deve ser inferior a $10n$, n representando o número de bandas utilizadas, e que as classes tenham um comportamento gaussiano, o que pode ser facilmente verificado por histogramas de frequência de pixels por nível de cinza das imagens, no I-100.

Os resultados da seleção de atributos pelos dois critérios, distância J-M e entropia gaussiana global são mostrados nas Tabelas 6.10 e 6.11.

Fig. 6.10 - Áreas de amostragem das classes representativas das unidades litológicas e solos, para aplicação dos métodos de seleção de atributos.

TABELA 6.10

ORDENAÇÃO DAS MELHORES BANDAS TM ORIGINAIS
PELO MÉTODO SELEÇÃO DE ATRIBUTOS

Critério dist. J-M média

4	JM = 1,4195
5	JM = 1,2871
3	JM = 1,1079
7	JM = 1,1005
1	JM = 1,0629
2	JM = 1,0384

Critério entr. gaussiana global

5	Entropia	5,71
4	Entropia	5,33
7	Entropia	4,20
3	Entropia	4,08
1	Entropia	3,82
2	Entropia	2,84

TABELA 6.11

ORDENAÇÃO DOS 6 MELHORES SUBCONJUNTOS DE BANDAS
TM ORIGINAIS PELO MÉTODO DE SELEÇÃO DE ATRIBUTOS

Critério dist. J-M média		Critério entr. gaussiana global	
4	JM = 1,4195	5	Entropia 5,71
4 5	JM = 1,7513	4 5	Entropia 10,70
<u>3 4 5</u>	JM = 1,7895	<u>1 4 5</u>	Entropia 13,31
<u>3 4 5 7</u>	JM = 1,8084	<u>1 4 5 7</u>	Entropia 14,80
2 3 4 5 7	JM = 1,8196	1 3 4 5 7	Entropia 15,01
1 2 3 4 5 7	JM = 1,8285	1 2 3 4 5 7	Entropia 16,23

OBS.: As bandas dentro dos retângulos indicam as melhores seleções para subconjuntos de três e quatro bandas TM.

Comparados, os dois critérios mostram diferenças na ordem de seleção das bandas, que são mais significativas para a ordenação dos subconjuntos de 1 banda. Em ambos, os valores numéricos das medidas das bandas 4 e 5 (Tabela 6.10) são notavelmente mais altos que as demais bandas, as quais inclusive mostram valores que se diferenciam muito pouco entre si, indicando que possuem quase que o mesmo valor na classificação dos alvos selecionados para amostragens. Embora a ordem das duas primeiras bandas selecionadas inverta-se nos dois critérios, observa-se que a diferença de seus valores de entropia é baixa. Na ordenação dos seis melhores subconjuntos (Tabela 6.11), a maior diferença entre os dois critérios ocorre a partir do terceiro subconjunto, quando a banda 3 passa a ser selecionada como a seguinte mais importante na combinação pelo critério da distância J-M, enquanto que pelo critério da entropia gaussiana foi selecionada a banda 1. Uma diferença de seleção não muito significativa pelos dois critérios é um resultado de certa forma esperado, desde que as formulações estatísticas lhes são distintas. Quando esta diferença torna-se mais notável, uma das razões mais prováveis seria porque a medida por entropia é mais sensível ao requisito de gaussianidade da fonte de informação. Realmente as imagens mostram que o padrão gaussiano que é pressuposto para os materiais naturais não se comprova na prática com rigor. É variável de cena para cena e, inclusive, de banda para banda. Na cena em discussão, algumas bandas não têm um padrão gaussiano bastante satisfatório, razão portanto da discrepância de ordenação dos dois métodos.

Também é claro porque a preferência da seleção recai sobre as bandas fora do visível. Uma provável explicação para isto é que grande parte das classes e respectivas áreas de amostragem foram sobre áreas desprovidas de vegetação ou áreas com uma grande parcela exposta da superfície. Desta forma, exclui-se grande parte da influência espectral pelas variações das características da vegetação, que localmente podem mostrar diferenças de biomassa, de vigor vegetativo, diferença de espécies, de estresse hídrico, de altitude de estratos, orientação das ramagens, etc., que são notadas mais nas bandas visíveis. Por outro lado, no infravermelho a vegetação exibe uma reflectância uniforme e em parte num patamar mais elevado, o que favorece o realçamento das diferenças espectrais dos tipos de rochas, em função de suas composições.

Dos dois métodos de seleção de atributos, o que está mais coerente com os resultados indicados pelas medidas espectrais é o critério da distância J-M média, já que por aquele método a banda 1 era totalmente excluída da seleção, por uma razão já justificada. Pela distância J-M e medidas espectrais, as bandas 3 e 4 aparecem entre as melhores selecionadas para um subconjunto de três bandas, a discrepância ficando em relação à banda 2. Esta é visivelmente rejeitada, como uma banda favoravelmente boa para a discriminação das classes selecionadas, pelo critério da distância J-M e entropia gaussiana. Infelizmente não há meios para verificar, espectralmente, a eficiência da banda 5 sobre a banda 2, desde que o radiômetro operava apenas até $1,55 \mu\text{m}$. Uma das maneiras de testar estas duas bandas, poderia ser através da análise de imagens de composições coloridas da combinação das três melhores bandas apontadas pelos dois métodos: bandas 2, 3 e 4 pelo método espectral e 3, 4 e 5 pelo critério da distância J-M, o que será abordado no capítulo seguinte.

A superioridade que apresenta a banda 1 em relação à banda 2 na ordenação dos subconjuntos de uma banda (Tabela 6.10), contrariando os resultados das medidas espectrais de campo, provavelmente é devido aos efeitos do espalhamento atmosférico (mais acentuados na banda 1) os quais alteram a reflectância dos materiais.

A similaridade que os resultados tendem a apresentar para os métodos investigados confirma a validade das medidas espectrais de campo e de classificações de imagens como critérios válidos para a seleção de bandas do sensor TM. No caso das medidas J-M e entropia, deve-se levar em conta que elas são baseadas em áreas de amostragem representativas dos diferentes alvos exis

tentes na cena, os quais têm seus padrões espectrais definidos pelo sensor, em função não somente da natureza intrínseca de seus materiais, mas também da interferência da atmosfera, do estado da vegetação, da umidade dos solos, etc., no exato momento da tomada da imagem. Estes fatores, além de serem variáveis no tempo, podem alterar o padrão do comportamento espectral das litologias. Por este motivo é que dependendo das áreas, menos ou mais vegetadas, densidade atmosférica forte ou fraca, etc., os dois critérios (de campo e medidas estatísticas) podem apresentar algumas pequenas diferenças na seleção das bandas, desde que nas medidas espectrais de campo pode-se contornar a influência de tais fatores. É óbvio que nas circunstâncias acima mencionadas, os alvos poderiam deixar de serem discriminados pelas suas propriedades intrínsecas relativas à natureza de suas composições químicas e mineralógicas, o que por sua vez pode ser um tanto quanto prejudicial. Um exemplo pode ser o caso de uma área que estiver sendo investigada para selecionar áreas favoráveis de prospectos de algum recurso mineral e, do qual, previamente se tem uma noção do comportamento espectral de suas rochas. Nos tratamentos computacionais que seriam realizados, um deles poderia consistir na divisão de duas bandas selecionadas por aquele conhecimento espectral prévio, para se obter um bom realçamento do alvo desejado. Entretanto, pelo processo de classificação por seleção de atributos, uma destas duas bandas escolhidas para a divisão poderia, considerados os fatores antes mencionados, ser mal classificada e colocada em prioridade secundária na seleção, deixando de ser analisada.

Mesmo excluindo-se esta situação dada como exemplo, que não se pode dizer que seja freqüente de acontecer e mesmo considerando a rapidez dos métodos, há ainda uma pequena desvantagem em relação à seleção feita por critérios automáticos de seleção de atributos, que é a obrigação do usuário ter de adquirir todas as bandas para aplicar o método, implicando em elevação dos custos. Já quando sabemos como as diferentes rochas e seus produtos de alteração comportam-se espectralmente e isto é imprescindível em sensoriamento remoto, a seleção das bandas é um processo mais simples e direto.

CAPÍTULO 7

ANÁLISE DAS TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DE REALCE E INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA DAS IMAGENS TM

7.1 - SELEÇÃO DAS TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO

No Capítulo 4 comentou-se sobre a importância dos processamentos automáticos de imagens LANDSAT, como sendo uma técnica altamente sofisticada e eficaz para a extração de informações. Na realidade, esse tem sido o maior empenho do sensoriamento remoto, a cada momento surgindo novas técnicas ou algoritmos que procuram facilitar a interpretação e compensar as limitações que possam ter um sistema de imageamento colocado a centenas de quilômetros da superfície terrestre. Dentre as mais importantes têm-se: a falta de estereoscopia; resolução espacial grosseira; degradação pelas interferências que a espessa atmosfera acarreta na radiação que chega ao sensor; e falta de contraste espectral de alvos terrestres, sob determinadas condições.

De certa forma, a geologia é a que mais se ressentir dessas limitações, pois a elas somam-se as dificuldades que o mascaramento pela cobertura vegetal, os mantos de solos, o intemperismo e a erosão exercem na observação do substrato geológico. Tal fato tem determinado o desenvolvimento de técnicas específicas de processamento que visam unicamente destacar a informação espectral dos alvos, com a função de melhorar a qualidade visual das imagens. São conhecidas como técnicas de realce de imagens e cumprem com uma série de finalidades. Delas resultam novas imagens, em que os alvos passam a exibir um maior contraste espectral e que, adicionalmente, leva a uma melhor diferença da forma e contorno dos objetos. Como é intuitiva a associação cor e forma na detecção e discriminação dos alvos, a interpretação visual é facilitada.

Dentre as técnicas de realce visando estudos de discriminação litológica e prospecção de recursos minerais, incluem-se com maior destaque as que empregam ampliações lineares de contraste (contrast stretch), divisão de bandas ("ratio"), filtragens digitais bidirecionais (digital filters), transformação por rotações (componentes principais) e composições coloridas. A literatura especializada contém inúmeros exemplos bem sucedidos de aplicações geológicas com essas técnicas, podendo-se citar entre os mais conhecidos, os

trabalhos de Abrams et. alii (1977, 1983), Ashley e Abrams (1978), Blodget et alii (1978), Chavez Jr. et alii (1976), Kowalick (1981), Rowan et. alii (1977), Taranik (1978), Guinness et alii (1983), Podwysocki et alii (1983) e Siegal (1982). No Brasil, Almeida Filho (1984) concluiu recentemente, importante trabalho em que obteve expressivos resultados na detecção de zonas graisenizadas em granitos estaníferos, a partir de realces de imagens MSS.

O sucesso de cada técnica depende primordialmente dos tipos litológicos existentes na cena e, em contrapartida, dos contrastes espectrais entre eles. Uma série de outros fatores terá influências boas ou ruins, mas serão aqueles primeiros que definirão de início a presteza da técnica, quer seja para a discriminação litológica ou para a pesquisa mineral.

Com os dados MSS, de menor dimensão que o TM, as técnicas podem ser testadas mais livremente para todo o conjunto de imagens, para daí selecionar os resultados mais interessantes. A experiência demonstrou para o MSS, que as bandas 5 e 7 satisfaziam as necessidades em geologia e, que das técnicas de processamento, normalmente as imagens "ratio" ofereciam os melhores resultados.

Com as imagens TM, que correspondem a 10 vezes a informação das imagens MSS, as necessidades voltam-se para definir quais bandas são mais adequadas para certos objetivos e quais processamentos são mais eficientes, visando reduzir redundâncias, custos e tempo de processamento e de interpretação. Perseguindo estes objetivos, os capítulos anteriores procuraram demonstrar através de alguns métodos, os processos que permitem obter uma redução dos dados, através da seleção de um subconjunto das melhores bandas para a discriminação litológica e que, automaticamente, implicará na redução dos processamentos automáticos com técnicas de realce. Contudo, permanece a questão de quais técnicas devem ser empregadas. Considerando os objetivos da pesquisa e as condições geológicas da área teste, algumas técnicas podem ser selecionadas, enquanto outras podem ser escolhidas com base nos resultados das medidas radiométricas das litologias presentes na área (ver Capítulo 5).

Pela primeira condição, as técnicas de filtragem digital direcional teriam pouca validade, porque prestam-se exclusivamente para realçar feições lineares estruturais, como falhas, fraturas, lineamentos e foliações,

que possuam direções concordantes com a orientação dos filtros digitais. Na serra do Ramalho, as camadas são horizontais e sem qualquer perturbação estrutural significativa que justifique a aplicação de realce por filtragem (Meneses, 1978). Os pequenos fraturamentos existentes são de conotações locais, mesmo nos limites de uma específica unidade litológica.

Com relação à técnica de divisão de bandas (imagens "ratio"), pode-se fazer uma previsão do desempenho de seus trabalhos, em função do comportamento espectral dos alvos existentes na cena, considerando dois aspectos: as variações espectrais provocadas pelas diferenças das composições litológicas e os possíveis efeitos da topografia na definição dos padrões de reflectância das superfícies dos alvos. Na primeira hipótese, a técnica teria a função de exagerar as menores diferenças espectrais das litologias existentes. O efeito é conseguido pela divisão dos valores de brilho de uma banda pelos correspondentes valores de brilho da outra banda, pixel a pixel. No caso da área da serra do Ramalho, o interesse pela técnica seria o de obter um realce que favorecesse, principalmente, uma diferenciação entre as unidades C2, C2.1, C2.2. C6, que constituem os pavimentos rochosos, e entre as unidades C1, C3, C4, C5 e C7 constituídas de solos de diferentes naturezas litológicas, já que os dois agrupamentos contrastam-se fortemente, como se provou pelas medidas espectrais.

Pelo primeiro aspecto, a maneira mais lógica para se saber se as imagens "ratio" seriam úteis, é avaliar as relações de divisão dos intervalos correspondentes às bandas TM, dos espectros de campo das litologias existentes na área. Na Figura 7.1 estão desenhados os espectros das unidades mapeadas na área, obtidos a partir de uma média das medidas espectrais de campo. Distinguem-se facilmente, dois conjuntos de curvas espectrais que se contrastam a partir da banda 3. Devido as curvas de cada unidade, dentro de cada agrupamento, manifestarem idêntico comportamento ao longo de todo o espectro e práticamente terem o mesmo nível de reflectância, as divisões de bandas TM, 4/3 e 4/2 ou 3/2 por exemplo, produzirão igualmente um alto valor manifestado por um tom de cinza-claro em uma imagem "ratio" preto e branco, para todas as unidades do agrupamento de solos. O mesmo ocorrerá com as unidades de rocha, gerando a divisão das bandas um baixo valor, representado por um tom de cinza-escuro, sem diferença entre as quatro unidades. Como pela Figura 7.1 há uma tendência dos dois agrupamentos manterem o mesmo comportamento espectral em direção aos comprimentos de onda maiores, as divisões envolvendo as bandas 5 e 7 teriam os

mesmos resultados do exemplo acima. Os contrastes desejados entre as unidades não são portanto conseguidos, e assim, a estratégia de divisão de bandas avaliada através de medidas espectrais de campo, é desaconselhável neste estudo.

Se é provado que as imagens "ratio" não fornecem bons resultados para esta área, poupa-se gastos desnecessários com processamentos automáticos e um tempo grande com as interpretações visuais. Vê-se que se tomássemos o subconjunto das quatro melhores imagens escolhidas pelos critérios de seleção discutidas no capítulo anterior, seriam processadas exatamente seis imagens "ratio", que combinadas três a três para formar composições coloridas, resultariam em vinte imagens, não considerando as permutações das cores.

Fig. 7.1 - Curvas espectrais da média das medidas radiométricas de campo das unidades litológicas da borda leste da serra do Ramalho.

Considerando o segundo aspecto, a topografia pode exercer influências no padrão de reflectância dos alvos que tenham relevos com vertentes de declividades opostas, as quais, por receberem intensidades diferentes de iluminação pelo sol, apresentarão valores de brilho diferentes nas imagens, independente de terem a mesma litologia. Nesta situação, a divisão de bandas é a única técnica capaz de minimizar os efeitos artificiais deste contraste, evitando erros na discriminação das unidades litológicas e nas classificações de imagens. Para detalhes, ver Taranik (1978). Como o relevo das unidades da borda leste da serra do Ramalho é do tipo escalonado, este efeito de contrastes

te artificial é mínimo. Assim, este também não é um motivo que justificaria a aplicação das técnicas de divisão de bandas.

Transformação por rotação do tipo componente principal, é uma técnica de realce que ao contrário das duas anteriores não requer, e até mesmo independe de qualquer informação a priori, do conhecimento espectral dos alvos contidos na cena, para se conseguir uma redução de dimensionalidade dos dados e eliminação da redundância de informação, sem que seja alterado o conteúdo de informação original. Ela não é aplicada com uma finalidade dirigida para realçar tipos específicos de litologias, como se faz com divisão de bandas, assumindo assim um caráter mais genérico para realces de cena. Todas as bandas são processadas conjuntamente, sem ter que selecioná-las, eventualmente, como exigem as outras técnicas. As primeiras três componentes resultantes reúnem mais de 97% dos dados de todo o conjunto das bandas originais processadas, e podem ser dispostas como uma imagem na forma de uma única composição colorida. Reduzindo os dados a esta dimensão e ainda não exigindo longo tempo de processamento, a técnica componente principal torna-se uma das mais atrativas técnicas de realce, quando a divisão de bandas não é bem sucedida na discriminação litológica. Sua única desvantagem é que não permite durante sua execução, uma interação com o usuário, como oferece as outras técnicas. O resultado deve ser aceito e alterações não são possíveis de se fazer nas componentes.

É importante observar que qualquer que seja o tipo de realce usado, as imagens produzidas são sempre expostas em preto e branco, o que é uma forma desconfortante para a interpretação visual. Existe porém, nos processadores automáticos, meios de se fazer combinações de imagens para a formação de composições coloridas normais e em falsa cor que são consideradas também como uma forma de realce imprescindível à complementação das outras técnicas. Dois aspectos fundamentais as tornam relevantes. Primeiro, a visão humana é adaptada para reconhecer os objetos naturais, principalmente por suas cores, e que habilmente, é capaz de distinguir 100 vezes mais nuances cromáticas de cor do que variações monocromáticas de cinza. Segundo, é uma forma vantajosa de agrupar três diferentes imagens em uma única composição, reduzindo a dimensão dos dados.

Com relação a este último aspecto, tomemos o exemplo das imagens TM originais, excluída a banda termal, cuja resolução de 120 m e valores de

brilho correspondentes à radiação emitida e não à refletida pelos alvos tornam-na um tanto incompatível para combinação com as outras bandas. É possível formar 20 diferentes combinações de bandas que resultarão em 120 composições coloridas a partir da permutação das três cores básicas, azul, verde e vermelho. Este número é impraticável para interpretação e a solução é utilizar subconjuntos de imagens selecionadas, como sugerido pelos critérios de seleção do capítulo anterior. O ideal é selecionar apenas três bandas e testar das seis combinações de cores possíveis, a composição que apareça mais agradável à interpretação.

Estas duas últimas técnicas de realce, pelas razões acima expostas, foram selecionadas para aplicações de discriminação litológica na área de estudo, e os testes foram feitos sobre os subconjuntos de 3 e 4 bandas selecionadas pelos critérios discutidos no capítulo anterior. A técnica de componentes principais pode ser aplicada sobre todo o conjunto de imagens TM. Antes de se combinar as imagens em uma composição colorida, é aconselhável fazer uma ampliação linear dos valores de brilho da cena, de forma a ocuparem todo o intervalo dinâmico, entre 0 a 255 níveis de cinza, que é o próprio nível de resolução radiométrica do sensor TM.

7.2 - REALCES POR COMPOSIÇÕES COLORIDAS

7.2.1 - IMAGENS COLORIDAS RGB E TRANSFORMAÇÃO IHS/RGB

A fotointerpretação de imagens multiespectrais requer uma alta qualidade de apresentação dos dados, para que seja extraída com confiança e facilidade toda a informação contida na cena. A razão disto é porque após as imagens terem sido processadas pelas técnicas de realces em função dos seus atributos espectrais, o processo de análise fotogeológica dos produtos realçados é realizado por métodos de interpretação visual, os quais fazem uso também dos atributos de textura, forma, tamanho e padrão dos alvos, que são elementos de análise difíceis de se transferirem para esquemas de processamentos automáticos.

Nos processadores de imagem com monitores de TV, tipo I-100 ou SITIM, as composições coloridas são obtidas pela combinação de três bandas (originais ou com realce de ampliação linear de contraste), destinando-se a cada

banda uma das cores primárias - vermelha, verde ou azul. A reconstituição da cor da imagem é obtida pelo processo aditivo de cor, onde a soma das três cores básicas resulta no branco e, as combinações em pares, nas cores ciano (azul + verde), magenta (azul + vermelho) e amarelo (vermelho + verde). Tal codificação de cores é denominada de imagem RGB (red, green, blue), e se refere aos valores triestímulos associados com monitores coloridos comuns de TV. Neste caso, os valores triestímulos são as intensidades de energia total gerada pelos canhões de elétrons no tubo de imagem. As relações entre os valores triestímulos dos sistemas RGB de monitores de TV e os valores triestímulos que definem as cores naturais por um olho humano padrão, são mostradas na Figura 7.2. As cores para os monitores de TV são indicadas pelo triângulo e a curva em forma de U invertido, é o local das cores espectrais naturais.

Fig. 7.2 - Diagrama de tricromacidade baseado na sensibilidade de um olho humano e triângulo RGB para um sistema de televisão colorida.

FONTE: Haydn et. alii, 1982.

Ambos os diagramas fornecem os meios para determinar o hue (comprimento de onda dominante) e a saturação (pureza) de uma cor de uma certa intensidade (brilho). A combinação destes três valores (IHS) descrevem completamente as cores dos objetos. A diferença entre os dois diagramas mostra por que as cores das imagens que se reproduzem nos monitores de TV são algumas vezes difíceis de se relacionar com a memória visual que temos dos objetos naturais.

A vantagem da codificação RGB, é que é um processo simples em termos computacionais e qualquer outra representação de cor em imagem tem obrigatoriamente de ser transferida para o sistema RGB, para que possa ser exposta em monitores coloridos. Sua grande limitação é que no sistema RGB não há uma maneira de se controlar separadamente os três valores I-H-S na formação de composições coloridas de imagens multiespectrais. Os ajustes que são feitos através de potenciômetros existentes no monitor de TV, para combinar as três cores básicas, azul, verde e vermelha, alteram simultaneamente os valores de intensidade, hue e saturação das imagens. Isto implica que alvos que aparecem nas imagens com contrastes sutis, podem não vir a se apresentarem assim, ocasionando a introdução de limites intensos ou de abruptas cores que podem gerar confusões na interpretação. O interessante é que as informações contidas nas imagens sejam totalmente reproduzidas em monitores de TV de uma maneira balanceada, para auxiliar o intérprete em compreender o fenômeno físico detectável na imagem.

O balanceamento requer obrigatoriamente a decomposição da imagem nas componentes IHS. Haydn et. alii (1982) desenvolveram uma maneira de fazer isto, através de uma transformação de cores IHS/RGB. O algoritmo transforma os dados de entrada, que podem representar qualquer combinação de bandas, nas componentes de intensidade, hue e saturação, que podem ser expostas como imagens preto e branco na tela de TV. A vantagem de se analisar independentemente as imagens decompostas em IHS, é que o intérprete é informado dos valores relativos dos dados codificados para cada componente, por meio de histogramas de níveis de cinza. Por exemplo, materiais com alto albedo especular tem o efeito de mascarar as diferenças de cores com o branco. Com o IHS, a componente saturação pode ser aumentada, realçando assim, os valores de hue básico. Por outro lado, valores de cores em áreas de baixo brilho podem não ser distin

guíveis e neste caso, aumentado a componente I, pode-se também realçar os valores de hue básico. O esquema seria:

- imagem com albedo alto, portanto, muito clara → pouca saturação: aumentar a componente S;
- imagem com albedo baixo, portanto, pouco clara → muito saturada: aumentar a componente I, para realçar cores básicas.

Numa segunda operação, o algoritmo reverte a função IHS para uma transformação RGB, para se obter uma combinação colorida da imagem na tela de TV. O resultado é uma imagem que visualmente mostra os alvos com as cores mais contrastadas. O processo de transformação requer menos bits do que o sistema RGB e isto reduz a necessidade de memória do computador e aumenta a taxa de transferência de dados.

Os resultados de IHS apresentados neste texto consistiram dos primeiros testes do algoritmo que Dutra e Meneses (1986), estão desenvolvendo para aplicações de realce de imagens TM.

7.2.2 - INTERPRETAÇÃO DAS COMPOSIÇÕES COLORIDAS

Os testes com composições coloridas consistiram na análise visual dos subconjuntos das três melhores bandas selecionadas pelos critérios adotados no Capítulo 6. Dos resultados apontados pelos três métodos de seleção (espectroscopia, distância J-M e entropia gaussiana), foram analisadas as combinações com as bandas 3, 4 e 5, 4, 5 e 7 e 1, 4 e 5. A indecisão em torno da preferência entre as bandas 2 e 4, que havia ficado do método de seleção por medidas radiométricas (final do item 6.2), foi decidida através de uma interpretação visual das imagens originais individuais, correspondentes às duas bandas. Optou-se pela banda 4 devido ao melhor nível de contraste que a cena apresentava, que deve ser tanto em razão da menor interferência que a atmosfera exerce nos comprimentos de onda maiores, como pela alta reflectância da vegetação que ocorre nesta banda, o que leva à sensação de um forte realce do relevo. Estes mesmos motivos também explicam a flagrante inferioridade obtida da composição com as bandas 1, 4 e 5 em relação às bandas 3, 4 e 5 e 4, 5 e 7 e por isso foi desconsiderada na interpretação visual que é discutida neste capítulo.

tulo. Recordar-se que o subconjunto 1, 4 e 5 foi indicado pelo critério de seleção de entropia gaussiana, apesar da banda 1 ter-se mostrado totalmente desfavorável pela análise das medidas radiométricas de campo.

Para cada subconjunto de três bandas, analisou-se as seis possíveis permutações com as três cores básicas, e daí selecionou-se para a interpretação visual a combinação de cor que exibia o melhor realce de contraste entre as unidades. Para as bandas 3, 4 e 5 a melhor combinação obtida foi vermelho para a banda 3, verde para a 4 e azul para a 5, e para as bandas, 4, 5 e 7 as cores azul, verde e vermelha, respectivamente.

Os produtos destas duas composições pelo sistema RGB são mostrados nas Figuras 7.3 e 7.4. O conteúdo de informação interpretativo é quase o mesmo para ambas, mas nota-se uma maior facilidade de identificação dos limites das unidades geológicas na composição 4, 5 e 7, onde os realces das cores exibem contrastes mais intensos. Essa diferença de contraste é causada principalmente pelos efeitos das variações do comportamento espectral da vegetação e em parte pelos tipos de solos que caracterizam as unidades geológicas nas bandas consideradas, pois se observa que as áreas de afloramentos de rocha são discriminadas igualmente nas duas composições. Com relação a isto, cabe algumas observações.

Sobre as áreas do platô arenítico da Fm. Urucuia, a cobertura vegetal mais densa, formada pelo cerrado, mascara completamente o substrato de rochas areníticas e desta forma a reflectância nas duas composições é uma contribuição exclusiva da banda 4, onde a vegetação possui o seu pico de reflectância. Por isso, as cores verde e azul, atribuídas à banda 4 nas duas composições, refletem a área dos platôs com a mesma aparência (seta 1, Figuras 7.3 e 7.4). As outras bandas não contribuem com suas respectivas cores, mesmo que nos seus correspondentes intervalos espectrais, os arenitos quartzo-feldspáticos possuem, sabidamente, reflectância mais alta que a vegetação. Já para as áreas onde há uma contribuição tanto da reflectância da rocha como da vegetação, as duas composições mostram diferenças significativas. Na composição 4, 5 e 7 os solos têm uma contribuição na porcentagem de reflectância maior do que na composição 3, 4 e 5. Como exemplo, isto pode ser observado pelas diferenças de distribuição das cores de cada composição nas áreas das unidades C4 e C5 (seta 2). Neste caso, a banda 7 mostra ser mais favorável que a banda 3 na discriminação litológica, para as áreas onde a cober

Fig. 7.3 - Composição colorida RGB realçada por ampliação linear de contraste, das bandas TM 3, 4 e 5, respectivamente com a combinação de cores azul, verde e vermelha. Ver texto para indicação das setas.

Fig. 7.4 - Composição colorida sistema RGB realçada por ampliação linear de contraste, das bandas TM 4, 5 e 7, respectivamente com a combinação de cores azul, verde e vermelha. Azul reflete vegetação verde e as cores amarelo-esverdeadas nas áreas planas, vegetação seca, sem folhas. Ver texto para indicação das setas.

tura vegetal deixa expor parte dos solos ou rochas da superfície, provavelmente devido à melhor capacidade da banda infravermelha de diferenciar argilo-minerais ou minerais hidroxilizados.

Nota-se também que a unidade C7 exhibe alto contraste na composição com a banda 7 e, praticamente, não é detectada na composição com a banda 3 (seta 3). Melhores nuances de cores também são observadas nas áreas das unidades C1 e C3, para a composição 457 (seta 4). Estas observações demonstram uma discreta superioridade das bandas 4, 5 e 7 sobre as bandas 3, 4 e 5 na discriminação das litologias existentes na área. Em razão disto, a discussão que segue é baseada apenas nos resultados dos sistemas de composição RGB e IHS da combinação das bandas 4, 5 e 7, respectivamente mostradas nas Figuras 7.4 e 7.5, e objetiva comparar o desempenho efetivo dos dois métodos na interpretação visual fotográfica. Para se ter um parâmetro de avaliação, os resultados foram confrontados com o mapa geológico do Projeto Fluorita, na escala 1:50.000.

Em função das formulações dos algoritmos, as duas composições, RGB e IHS, contêm exatamente os mesmos tipos de informações, mas as quais são apresentadas com diferentes intensidades de contraste de cores, que como se pode ver, são mais acentuadas na composição IHS, a qual chega a evidenciar litologias não distinguidas na composição RGB. Pode-se mesmo dizer que as imagens IHS seriam uma sobreposição de realce sobre as imagens RGB realçadas.

O mais notável aspecto destas composições coloridas é a nitidez dos limites das unidades de afloramentos de rocha. O melhor exemplo é observado pelas variações tonais da unidade C2, nas áreas das serras de Campo Alegre e de João Neves. Pelos padrões tonais, três unidades espectrais são discriminadas e pelo menos duas delas se estendem ao longo das áreas de afloramento da unidade geológica C2. Embora nenhum registro fosse feito com relação à subdivisão estratigráfica da unidade C2 no mapa geológico 1:50.000 do Projeto Fluorita, os mapas de detalhe das áreas piloto de prospecção na escala 1:2.000, mostram que no norte da serra de Campo Alegre várias das sete subfácies que nesta área foram delimitadas (vide coluna estratigráfica Figura 3.3), são finas unidades de aspectos lenticulares. E da metade inferior para o sul da área, individualiza-se somente quatro subfácies - C2c, C2d', C2f e C2g. Suas larguras de afloramentos, da ordem de 150 a 250 m, dão a nítida impres-

são de que continuariam a se estender para o resto da serra. Destas, apenas a unidade C2g poderia ser restrita em área de ocorrência, desde que, por constituir o nível de topo da serra de Campo Alegre, seria, segundo Miranda et alii (1976), vista somente em pequenas áreas isoladas de afloramentos, como testemunhos erosivos do último ciclo de sedimentação da unidade C2.

Sobrepondo os limites destas quatro subfácies da porção sul do mapa de detalhe sobre as composições coloridas, nota-se que há uma exata correspondência com as unidades espectrais. A subfácies C2c corresponde à cor azul (ver indicações, Figura 7.5) da borda leste da serra; a C2d' às áreas de cor magenta; a C2f a uma estreita faixa azul, espectralmente idêntica à C2c, que circunda a área de subfácies C2g; está por sua vez, aparece na composição com cor azul-marinho.

A extensão e distribuição das áreas de afloramentos da subfácies C2g são caracterizadas nas composições coloridas de idêntica maneira à descrita por Miranda et alii (1976), e nas imagens se comprova que ela não tem continuação muito além do que foi mapeada na área piloto. Espectralmente, as subfácies C2c e C2f são idênticas, o que não seria tão impróprio dado às similaridades verificadas no campo entre suas litologias, entre as medidas radiométricas, formas de ocorrência, tipo de relevo cárstico e cor das rochas. Junto com a subfácies C2d' a subfácies C2c se estende ao longo de toda a serra, incluindo a de João Neves, ao sul da área.

O melhor contraste espectral é provocado pela subfácies C2d' (cor magenta, Figura 7.5), o que é de fato interessante, por ser constituída de rochas intensamente dolomitizadas. Vista na composição IHS seria plausível lhe conferir um caráter de unidade e não apenas como uma subfácies de caráter lenticular, como sugere a coluna estratigráfica mostrada na Figura 3.3.

Pelo visto, as imagens TM em cores conseguem expressar unidades geológicas que foram mapeadas em escalas de detalhe, comprovando serem ferramentas extremamente úteis para a cartografia das principais fácies da unidade C2 da serra do Ramalho, na escala de mapeamento 1:50.000. Devido à quase inacessibilidade às áreas destas subfácies para a região fora da área piloto - nenhum ponto foi amostrado no sul da serra pela equipe do projeto Fluorita -, com as imagens seria possível selecionar pontos de amostragem, reduzir os trabalhos

Fig. 7.5 - Composição colorida IHS da combinação de bandas TM 4, 5, 7, reescaladas em H (hue) e S (saturação). Bandas 4 vermelha, 5 verde e 7 azul. Ver texto para indicação das setas.

lhos de campo e completar o mapeamento das unidades cartografadas na área piloto, na escala do mapa base do projeto. A importância é ainda maior, desde que os objetivos de identificar faciologias de detalhe na unidade C2, visavam estabelecer as relações das mineralizações de fluorita e metais básicos com as encaixantes e os tipos de jazimentos.

A discussão que se segue sobre a interpretação visual destas subfácies da unidade C2, procura descrever suas relações e características espectrais nas composições RGB e IHS e, para simplificar, são referidas como unidades C2, C2.1 e C2.2, que englobariam as subfácies de maior expressão, respectivamente, subfácies C2c e C2f, subfácies C2d' e subfácies C2g.

Essas três unidades ou subfácies são espectralmente discrimináveis entre si, principalmente nas bandas 5 e 7, enquanto a banda 4 contribui numa forma de realce de borda, intensificando os contrastes dos pavimentos rochosos com as unidades essencialmente pedogenéticas.

As unidades C2 e C2.2, que no campo comprovou-se terem espectros semelhantes, ao contrário, mostram nas composições RGB e IHS, Figuras 7.4 e 7.5, um forte contraste tonal entre si. Tal divergência não seria possível de se explicar por diferenças do comportamento espectral intrínseco de suas litologias, que qualquer uma das bandas consideradas nas composições coloridas estivesse evidenciando. Isto porque pela análise das imagens originais em preto e branco, verificou-se que elas exibem valores baixos de reflectância para as suas áreas de afloramento nas bandas do infravermelho, enquanto exibem reflectância mais alta em direção às bandas de menores comprimentos de onda. Esta condição específica de variação de reflectância para rochas é um típico efeito de sombreamento provocado pelo relevo, atribuído às formas lapiaçadas destes calcários, sendo consequência dos seguintes fatores: as bandas de menores comprimentos de onda são mais afetadas pelo espalhamento atmosférico, isto é, recebem contribuição aditiva da radiação da atmosfera, obedecendo uma relação que é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda; inversamente, nos comprimentos de ondas maiores a atmosfera subtrai reflectância por causa da absorção da radiação pelas moléculas d'água. Isto significa que os dois efeitos agem simultaneamente para contribuir num aumento da reflectância das áreas das unidades C2 e C2.2, das bandas do infravermelho em direção às bandas do visível.

Por causa disto, os tons escuros que ambas as unidades exibem nas imagens coloridas devem ser creditados essencialmente aos efeitos de seus microrrelevos. Porque a unidade C2.2 é mais escura que a unidade C2, é apenas por uma questão da variação na intensidade das formas dos lâpies, do que por uma eventual diferença espectral em função de uma possível variação composicional ou petrográfica da rocha. Na unidade C2.2, os lâpies formam feições pontiagudas com uma altura média de três metros, separados por fraturas abertas e irregulares, enquanto na unidade C2 as mesmas formas variam irregularmente da altura de 0,30 a 0,80 metros. As imagens evidenciam o quanto estas diferenças do microrrelevo podem ser caracterizadas espectralmente. As áreas correspondentes à unidade C2.2 são facilmente identificadas como afloramentos isolados na parte norte da serra de Campo Alegre e no sul da serra de João Neves. Na serra Solta, parece repousar diretamente sobre a unidade C2.

Para a unidade C2.1, a composição IHS (Figura 7.5) oferece mais detalhes na discriminação dos dolomitos do que a RGB (Figura 7.4). Na área da serra de Campo Alegre, onde a unidade é mais notável, pode-se com facilidade demarcar seus limites em relação aos calcários da unidade C2 e com uma boa precisão identificar os locais onde os dolomitos afloram com maior possança (áreas de cor magenta ou onde foram quase que completamente eliminados, confundindo seus afloramentos com os dos calcários subjacentes (magenta-azulado).

O alto albedo da unidade C2.1 é maior nas bandas do infravermelho e diminui para as bandas do visível, tal como se verificou nas medidas radiométricas de campo, onde a justificativa foi em parte dada pela diferença da porcentagem da matéria orgânica entre os dolomitos e calcários. Contudo, nas imagens é muito mais notável a diferença de intensidade com que os dolomitos se refletem em relação aos calcários C2, o que leva a crer que, além do menor efeito da matéria orgânica, o tipo de suas superfícies microcársticas com formas de lâpies um pouco diferentes e muito menos intensas que as das rochas calcárias interage macroscopicamente com a irradiância solar de uma tal maneira que provoca um maior volume de raios refletidos. Isto é, os efeitos de sombreamento são menos intensos nos dolomitos que nos calcários. Se tais diferenças de microrrelevo cárstico podem ser percebidas com esse detalhe, as imagens TM serão ferramentas bastante úteis em mapeamentos de semidetalhe, desde que muitas litologias, que espectralmente não são discriminadas por suas composições químicas, poderiam ser por suas propriedades físicas e texturais.

As mesmas relações de padrões de cores espectrais que a unidade C2.1 exibe na serra de Campo Alegre em relação às unidades C2 e C2.2, são identificadas também na serra de João Neves, onde esta unidade aparece nitidamente na porção sul, mas que leva a crer ter sido erodida quase que completamente na parte norte (Vide indicações Figura 7.5).

Nas imagens também notam-se alguns remanescentes da unidade C2.1 junto aos afloramentos residuais de calcários que afloram a oeste da serra de João Neves, e onde foram encontrados nos trabalhos de campo, afloramentos de dolomitos cinza-claro, com aparência mais típica que os da serra de Campo Alegre (Vide indicações Figura 7.5).

As mesmas características espectrais das unidades C2 e C2.2 são observadas nas composições coloridas para os afloramentos de calcário da unidade C6, os quais possuem também lâpies quase tão intensos como da unidade C2.2. Na composição IHS, a unidade C6 divide-se em duas unidades com cores preta e azul, que estendem-se sem variações ao longo de toda a escarpa da Fm. Urucuia. Tais cores são idênticas às das unidades C2 e C2.2, sugerindo a semelhança litológica entre elas. Esta semelhança foi confirmada pelos dados petrográficos e pelas medidas radiométricas de campo. Na composição RGB, a correspondente unidade azul da composição IHS confunde-se espectralmente com a unidade C7, que é identificada naquela composição por uma cor ciano.

A tonalidade escura da unidade C6 na parte frontal da escarpa, é provocada pelo sombreamento causado pelos lâpies, num processo semelhante ao descrito para a unidade C2.2. Esta aparência é também muito similar com a que se observa nas fotos aéreas 1:60.000, identificada por tons de cinza-escuro. Porém, nas fotos aéreas não se consegue identificar ou separar outra faixa que representasse variações no microrrelevo ou, eventualmente, mudanças na facilogia do calcário.

Pelos dados de campo, a unidade C6 de cor azul da Figura 7.5, reflete uma mudança na morfologia dos afloramentos dos calcários - de lâpies intensos, para calcários com superfícies planas ou com microlâpies pouco desenvolvidos - o que provavelmente seria suficiente, independente ou não da existência de variação litológica, para ocorrer uma diferença notável na interação macroscópica da energia radiante e, conseqüentemente, no volume de raios refle

tidos pelas duas superfícies. Sua cor na composição IHS é exatamente a mesma da unidade C2, bem como suas características de microrrelevo e petrografia.

Porém, coincidência ou não, os poucos locais que foram possíveis de serem amostrados, determinaram no fronte da escarpa um calcário laminito ex tremamente escuro e fétido, que pelo menos em amostra de mão pode ser distin guido dos calcários da outra porção da unidade C6, cujas aparências são de um calcarenito preto, maciço.

Conquanto as medidas radiométricas de campo tenham detectado en tre estas duas unidades algumas poucas diferenças no intervalo espectral cor respondente às bandas TM1, 2, 3 e 4, as melhores evidências para que parte de seus contrastes espectrais nas imagens TM seja atribuído a uma possível varia ção litológica, sô foram reconhecidas na imagem da banda 7. Esta banda realça com evidente clareza a faixa de calcários de superfícies lisas ou menos lápia sada (unidade C6 azul) através de um tom cinza-claro. Porém, para a unidade do fronte da escarpa, observa-se uma certa confusão espectral entre os calcários com forte lápies da unidade C6 e os calcários de superfícies lisas da unidade C5, quando era de se esperar um contraste intenso, com tons de cinza-escuro a preto para os lápies da unidade C6, provocado pelos efeitos de sombreamento, tal como na unidade C2.2. Para que isto aconteça desta forma, passa a existir a possibilidade de que uma parte do domínio da resposta espectral das duas uni dades C6 deva ser considerado ã rocha em si, ou seja, às diferenças intrínse cas de composição ou características petrográficas dos minerais carbonáticos, os quais têm no intervalo de 2,0 a 2,5 μ m as intensas bandas de absorção do ra dical CO_3^{--} , que permitem a discriminação de variedades de rochas calcárias e dolomíticas. É também bastante admissível que o contraste espectral destas duas unidades reflita as suas variações de conteúdo de matéria orgânica, como fazem supor os espectros de suas medidas radiométricas mostrados na Figura 5.16. Nas bandas 4 e 5 as duas unidades não são discriminadas. Infelizmente, também são poucos os pontos de descrições de campo e de lâminas petrográficas contidas no Projeto Fluorita, para que se pudesse confirmar esta suposta varia ção litológica mapeável da unidade C6, como apresenta a composição IHS.

Com a mesma precisão cartográfica que se delimita a unidade C6 na composição IHS - comparado ao mapa geológico 1:50.000 e as fotos aé

reas - são traçados os contatos da unidade C7. O forte contraste tonal é criado pelas diferenças do comportamento espectral de seus solos, em relação aos colúvios e aos platôs recobertos de vegetação da Fm. Urucuia. A cor ciano que caracteriza suas áreas de ocorrência (Figura 7.5), é uma combinação das cores verde e azul associadas à reflectância das bandas 5 e 7, em cujos comprimentos de onda a vegetação tem uma baixa reflectância e o solo domina espectralmente. O inverso ocorre nos tabuleiros da Fm. Urucuia, a cor vermelha indicando a alta reflectância da vegetação na banda 4. Os pontos claros na base das escarpas do Urucuia (seta 1) constituem-se de materiais de alta reflectância nas bandas 4, 5 e 7, compatíveis com os espectros de rochas areníticas quartzo - felds páticas, e portanto, representam os pequenos depósitos de colúvios da Fm. Urucuia.

Observa-se que na comparação da composição IHS da Figura 7.5 com a composição RGB da Figura 7.4, esta última confunde espectralmente a unidade C7, predominantemente constituída de solos da alteração do calcário, com os colúvios dos arenitos da Fm. Urucuia, ou seja, as bandas TM originais, realça apenas por ampliação linear de contraste, não diferenciam espectralmente estas duas classes de solo. A discriminação obtida com as imagens IHS é uma consequência direta do controle de reescalonamento dos níveis de cinza que se pode fazer independentemente para cada componente de intensidade, hue e saturação. Neste caso específico, a unidade C7 e os colúvios arenosos são alvos com alto albedo, portanto muitos claros e baixa saturação. Assim, aumentando o componente S são realçados os valores de hue básico, o que leva a aumentar o pequeno contraste de cor que originalmente as duas unidades continham nas bandas TM antes da transformação para o sistema IHS.

Se por um lado, as unidades essencialmente litológicas como estas do topo da sequência, demonstram a capacidade das imagens TM na discriminação de rochas, o mesmo não se constata na discriminação das unidades eminentemente pedogenéticas. Nota-se que a unidade C7 não se exclui da confusão espectral com as unidades C3 e C1. Estas dificuldades foram antecipadamente previstas pelas medidas radiométricas de campo, cujos espectros reunidos na Figura 5.21 demonstram que não há grandes diferenças espectrais em função das composições dos grupos de solos individualizados. Como mostra a Figura 5.21, os solos dos grupos II e III confundem-se, mas discriminam-se dos solos do grupo I na região infravermelha do espectro, o que possibilita que se diferencie nas bandas 5 e 7, pelo menos dois padrões espectrais de solos.

Aparentemente, os realces por composições coloridas RGB e IHS, não definem com bastante propriedade estas duas classes espectrais de solos. Apesar de se notar gradações de cores dentro dos limites das unidades C1 e C3, é um tanto inseguro traçar os limites entre suas áreas. Seriam necessários processamentos adicionais para tentar realçar estas gradações de cores e conferir suas correspondências com mapas pedológicos e descrições de campo do horizonte superficial, a fim de assegurar se estão relacionadas com variações da superfície dos solos ou da cobertura vegetal. As tentativas foram feitas com realces por componentes principais, que são discutidos no item seguinte deste capítulo.

As unidades C4 e C5, de origem predominantemente pelítica, mas em grande parte formadas de solos, se confundem, embora consigam se diferenciar das unidades C3 e C1. O tom azul na composição RGB da Figura 7.4 reflete a participação na reflectância de uma vegetação que, se não é mais exuberante que a da planície cárstica, tem no mínimo um comportamento decidual menor que aquela. O que é mais típico na composição RGB, é a aparência de uma sequência de estreitas faixas dispostas à semelhança de uma sucessão de estratos litológicos, e que nas bandas 4 e 7 coincide com variações de intensidade da reflectância da vegetação, possivelmente devido à diferenças na porcentagem da cobertura vegetal (variação de azul mais escuro/mais claro). Isto é sugestivo pelo fato de que estas duas unidades caracterizam-se, no campo, por uma alternância de afloramentos de bancos calcários com camadas de folhelhos e siltitos totalmente intemperizados. As imagens também dão a sensação da existência de um relevo levemente colinoso, com as camadas mostrando semelhança a uma padrão de curvas de níveis. Suas áreas são as únicas onde é possível traçar nas imagens um padrão de drenagem mais bem definido. As fotos aéreas mostram estas feições do relevo e percebe-se que elas foram tomadas como critérios fotogeológicos para a definição dos contatos, embora nas fotos não se identifique a alternância dos estratos calcários/pelíticos.

O limite da unidade C4 com a C3 coincide em alguns trechos com o mapa geológico 1:50.000. A maior diferença está um pouco ao norte da área, onde pela composição RGB o limite é traçado mais próximo às escarpas da serra do que está traçado no mapa. Pontos amostrados neste local somente constataram a presença de solos e raros afloramentos de calcário, mas nenhum de folhelhos (C4) ou dolomitos (C3), que pudessem decidir por uma definição da posição

correta do contato. Na parte sul, o uso intensivo do solo (áreas claras poligonais) mascara as características da unidade. Os outros pontos na imagem, de tonalidade igual às das unidades C4 e C5, como as áreas ao redor da borda leste da serra de Campo Alegre, não refletem litologias pelíticas, mas apenas áreas mais úmidas, com drenagem e vegetação verde perene.

Os resultados desta interpretação visual demonstram haver uma razoável concordância com o mapeamento das unidades litológicas em escala 1:50.000, realizado através de métodos e materiais tradicionais de mapeamento, e confirmam o bom desempenho dos realces por composições coloridas, cujas vantagens principais são a simplicidade dos processamentos requeridos e a facilidade de interpretação. Este bom desempenho é uma consequência do perfeito equilíbrio da resolução espacial de 30 metros das imagens TM, com uma resolução espectral favorável à discriminação litológica. Tal eficiência não se tinha com as imagens MSS, que exigiam normalmente a conjunção de várias técnicas de realce para reunir as informações necessárias à obtenção de um resultado satisfatório. Para citar em exemplo, Paradella et alii (1984) fizeram várias tentativas de aplicação de técnicas de realce para a discriminação de rochas carbonáticas com imagens MSS, desta região da serra do Ramalho, sem obterem, por uma questão de limitação do sensor, o sucesso permitido agora com as imagens TM.

As imagens por composições coloridas demonstraram que grande parte do volume de informação distribuído nas bandas originais, foi combinado sem gerar ambiguidades ou perda de realce dos dados originais, ao contrário do que acontece com outras técnicas, dado às suas concepções de processamento.

Entre as duas técnicas, RGB e IHS, a última apresenta recursos mais sofisticados que permitem controlar o realce de litologias ao interesse do intérprete. Os exemplos mostraram que a aplicação de reescalonamento nas componentes separadas, I, H e S, favorece a discriminação de unidades com albedo de valores próximos, não conseguida com as composições RGB. Inclusive o contraste mais nítido das cores combinadas em IHS realça com maior intensidade a forma e a sensação da visão tridimensional do relevo. Como em termos computacionais o processamento IHS não é uma técnica trabalhosa, as suas vantagens sobre as composições RGB são maiores.

7.3 - TRANSFORMAÇÃO POR COMPONENTES PRINCIPAIS

7.3.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A TÉCNICA

Os dados de imagens multiespectrais, como os do TM e MSS, possuem normalmente alta correlação de banda para banda, de modo que os eixos de suas funções de densidade de probabilidade (FDP) não são estatisticamente ortogonais, isto é, as variáveis nos eixos não são independentes. A transformação por componente principal tem o sentido de criar novas imagens, cuja FDP tenha eixos ortogonais ou independentes (Gillespie, 1980). Isto é, cada componente terá informação não correlacionável ou redundante. Esta técnica consiste em uma transformação matemática baseada na matriz de variância-covariância da cena, a qual produz novas variáveis conhecidas como componentes ou eixos, que são combinações lineares das variáveis originais (imagens originais). Ela envolve uma rotação e uma translação num hipotético espaço de atributos do sistema de coordenadas da função de densidade de probabilidade (FDP).

No novo conjunto de eixos de coordenadas, o primeiro novo eixo ou primeira componente, terá uma orientação que maximiza a variância considerada para aquele eixo. Numa representação hipotética, considere a distribuição no espaço bidirecional dos valores de brilho dos pixels de duas bandas (Figura 7.6). Os pixels correspondentes à maior área situada em posição diagonal representam uma dada litologia, que nas duas imagens originais ostentam as mesmas características espectrais (alta correlação), enquanto a outra área fora da diagonal mostra um comportamento diferenciado entre as duas bandas. Na transformação por componentes principais, isto é, no novo sistema de eixos ou componentes ortogonais, a área maior apresenta na primeira componente ou primeiro eixo principal, maior variabilidade de brilho ou reflectância, ou seja, maior quantidade de informação espectral, mas é confundida com a segunda área. Na segunda componente a variabilidade das duas áreas é menor, mas a separabilidade é melhor definida. Desde que se assume que a variância é uma medida do conteúdo de informação da cena, a primeira componente ou primeiro eixo produzirá uma imagem de maior detalhe. Situações similares podem ser imaginadas em espaços de n dimensões, ou n bandas, com uma maior diversidade de litologias.

Fig. 7.6 - Representação hipotética da orientação dos novos eixos após a transformação por componentes principais num espaço de duas dimensões.

Os novos eixos para as variáveis são computados de tal modo que o primeiro eixo ou componente chega a conter até cerca de 90% da variância total, seguido pelas demais componentes, as quais conterão sucessivamente menor valor da variância da imagem. Em outras palavras, separa-se a variância não aleatória (conteúdo de informação) da variância aleatória (ruído), enquanto, simultaneamente não correlacionam-se as componentes, de tal maneira que qualquer redundância entre as bandas é eliminada (Anuta et alii, 1984). Neste processo é frequentemente possível desprezar as últimas componentes porque contêm pouca ou nenhuma informação útil ao analista.

Matematicamente, a componente principal envolve o cálculo de matriz de covariância das bandas em consideração, transformação de componentes principais da matriz de covariância (transformação Karhunen-Loeve) e determinação das matrizes de autovalores e autovetores. Todo o processo matemático tem o sentido de diagonalizar a matriz de covariância, removendo assim a correlação existente entre as bandas originais. Detalhes podem ser consultados em Gillespie (1980).

Deve-se atentar para o fato de que o realce por componentes principais é baseado no conteúdo total de cena e não nas propriedades de tipos litológicos individuais, como se pode fazer em imagens "ratio", o que é uma das

razões para a dificuldade de se caracterizar ou descrever os atributos fenome
nológicos de um material nas imagens componentes principais. Desta forma, o
realce por componente principal deve ser entendido como uma ferramenta mais para
distinguir as litologias do que para identificar seus tipos. A avaliação de
seus resultados requer uma análise dos valores estatísticos fornecidos pelas
matrizes de covariância, autovalores e autovetores.

7.3.2 - INTERPRETAÇÃO DAS IMAGENS COMPONENTES PRINCIPAIS

O realce por componentes principais foi aplicado para três dife
rentes ordens de agrupamento das sete bandas das imagens TM. Primeiro testou
-se o algoritmo para todo o conjunto de bandas, incluindo a banda do infraver
melho termal. Depois considerou-se apenas as bandas da porção refletida do es
pectro, isto é, as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, pelo fato da banda 6 ter uma reso
lução grosseira de 120 metros, comparada com a resolução de 30 m das outras
seis bandas. Além do mais, o intervalo espectral da banda termal (10,40 - 12,50
 μm), corresponde à emissão de radiação referente aos padrões de temperaturas
das superfícies dos materiais, e não se sabe se isto pode prejudicar o resul
tado das componentes, quando somada às bandas refletidas. A terceira tenta
tiva consistiu na análise do conjunto das 4 melhores bandas selecionadas pelos
critérios de seleção, com o propósito não só de comparar a qualidade e poten
cialidade de seus resultados em relação às situações anteriores, mas também
por causa de aspectos puramente operacionais. No analisador I-100 só é possí
vel trabalhar simultaneamente com um máximo de 4 bandas, e no analisador SITIM,
embora tenha-se a oportunidade para processar até 15 bandas, o tempo computa
cional é muito lento, requerendo cerca de duas horas de processamento para a
realização de um teste de CP com 7 bandas. No I-100, o tempo gasto para 4 ban
das é cerca de 10 minutos.

A interpretação fotogeológica das imagens componentes principais
para estas diferentes situações, seguiu uma sistemática de análise para permi
tir comparações adequadas dos resultados. Esta sistemática constou basicamen
te das seguintes etapas:

- a) análise do resumo dos dados estatísticos das componentes;
- b) análise da influência das bandas originais em cada componente;

- c) interpretação visual das imagens de cada componente;
- d) interpretação fotogeológica de composições coloridas das três primeiras componentes.

A última etapa da análise cumpre com a função principal da técnica, que é a de buscar uma redução da dimensionalidade dos dados, porém evitando comprometer o conteúdo total da informação original.

Os resultados estatísticos das componentes principais consideradas para os conjuntos de sete e seis bandas são mostrados, respectivamente, nas Tabelas 7.1 e 7.2. Da matriz de coeficientes de correlação, é evidente as altas redundâncias existentes entre algumas bandas, sobretudo as equivalentes às porções visíveis do espectro, bandas 1, 2 e 3, e da banda 7 infravermelha, ao passo que as bandas 4 e 5 não são correlacionáveis com qualquer outra banda. Estas altas correlações são percebidas na análise visual das imagens preto e branco das 7 bandas originais, que foram mostradas no Capítulo 4.

Os valores ao longo da diagonal da matriz de variância-covariância contêm a variância de cada banda e os valores fora da diagonal são as covariâncias, que indicam as interrelações entre as bandas. A banda 5 possui a maior variabilidade, ou seja, possui uma maior variação de níveis de brilho ou níveis de cinza entre os materiais existentes na cena, o que resulta numa maior probabilidade de discriminação entre as diferentes litologias, onde inclusive os contrastes serão mais nítidos. Ela é seguida pelas bandas 4, 7 e 3, que juntas compõem o melhor conjunto de imagens para interpretação fotogeológica. Nota-se que estas mesmas bandas foram selecionadas como as melhores pelos critérios de medidas espectrais de campo e de seleção de atributos. Nestes termos os resultados são idênticos mesmo que as escalas de medidas sejam completamente desiguais. Pelos critérios espectrais de campo a escala de medida foi a de afloramento, pelo algoritmo de seleção de atributos, as áreas de amostragem em cada unidade espectral abrangeram algumas centenas de metros quadrados, enquanto que a variância foi calculada para cada banda a partir da matriz de covariância dos dados de toda a área correspondente à cena.

TABELA 7.1

RESULTADOS ESTATÍSTICOS DO PROCESSAMENTO TRANSFORMAÇÃO POR
COMPONENTES PRINCIPAIS DAS 7 BANDAS TM

TM	1	2	3	4	5	6	7
média							
	54,73	23,01	23,94	48,35	62,55	129,05	17,94
matriz de coeficientes de correlação							
	1,00						
	0,83	1,00					
	0,78	0,96	1,00				
	-0,38	-0,04	-0,09	1,00			
	0,34	0,66	0,71	0,40	1,00		
	0,69	0,74	0,70	-0,09	0,55	1,00	
	0,70	0,88	0,91	-0,04	0,80	0,68	1,00
matriz de variância-covariância							
	19,98						
	10,70	8,29					
	20,31	16,16	33,96				
	-17,94	-1,30	-5,48	109,80			
	21,91	27,48	60,09	60,55	208,11		
	10,99	7,55	14,36	-3,30	27,89	12,56	
	20,21	16,30	34,03	-2,80	74,40	15,56	41,15
matriz de autovalores das componentes							
	284,64						
	0	119,77					
	.	0	17,84				
	.	.	0	5,76			
	.	.	.	0	2,93		
	.	.	.	.	0	2,69	
	.	.	.	.	.	0	0,23
porcentagem da variância							
	65,61	27,61	4,10	1,33	0,67	0,63	0,05
porcentagem de variância acumulada							
	65,61	93,22	97,32	98,65	99,32	99,95	100,00
matriz de autovetores							
CP1	0,107	0,125	0,264	0,266	0,847	0,123	0,318
CP2	-0,295	-0,129	-0,281	0,848	0,003	-0,143	-0,279
CP3	0,502	0,297	0,387	0,447	-0,467	0,258	0,163
CP4	0,163	-0,090	-0,369	-0,045	0,121	0,841	-0,324
CP5	-0,330	-0,095	-0,336	0,070	-0,203	0,251	0,812
CP6	-0,705	0,139	0,570	-0,030	-0,090	0,350	-0,162
CP7	-0,129	0,918	-0,357	-0,054	0,041	-0,065	-0,058

RESULTADOS ESTATÍSTICOS DO PROCESSAMENTO TRANSFORMAÇÃO POR COMPONENTES PRINCIPAIS DAS BANDAS TM DA REGIÃO REFLETIDA

autovalores						
	280,45	117,39	16,97	3,41	2,83	0,25
porcentagem da variância						
	66,59	27,85	4,02	0,81	0,67	0,07
porcentagem de variância acumulada						
	66,59	94,44	98,46	99,27	99,94	100,00
autovetores						
CP1	0,103	0,123	0,262	0,277	0,853	0,361
CP2	-0,293	-0,132	-0,290	0,851	-0,024	-0,292
CP3	0,520	0,315	0,453	0,436	-0,459	0,203
CP4	0,726	-0,032	-0,290	-0,041	0,233	-0,576
CP5	0,278	-0,164	-0,669	0,069	-0,072	0,662
CP7	-0,160	0,917	-0,356	-0,054	0,034	-0,056
BANDAS	1	2	3	4	5	7
TM						

OBS.: Demais valores estatísticos idem Tabela 7.1, desconsiderando-se dados referentes à banda 6.

A redundância do conteúdo de informação das imagens originais é eliminada pela transformação por componente principal da matriz de variância-covariância, cujos resultados são dados pela matriz de autovalores. Os valores fora do traço da matriz são agora zero, indicando não haver mais interrelação entre as imagens componentes. Os autovalores são arranjados em ordem de crescente e a variância total da cena matêm-se a mesma da matriz de variância-covariância, só que a maioria da variância está agora localizada na primeira componente, com valores sucessivamente menores para as componentes de ordem maior.

A porcentagem de variância para cada componente é determinada pela variância da componente dividida pela variância total e seus valores estão mostrados graficamente na Figura 7.7. Bastam as três primeiras componentes

para somarem quase que a variância total da cena original - 97,32% para o conjunto de 7 bandas e 98,46% para 6 bandas. O restante da variância não é significativo, pois mostra que as imagens componentes de ordem maior contêm apenas ruídos ou baixa qualidade de informação para interpretação visual, e portanto, podem ser descartadas (Figura 7.8). Assim, as três primeiras componentes, Figuras 7.8a, b, c, que contêm a maior proporção da informação de conteúdo geológico, podem ser combinadas em cores para a criação de uma única composição colorida, reduzindo portanto a dimensão dos dados originais.

Fig. 7.7 - Porcentagem de variância correspondente a cada componente principal. a) para o conjunto das sete bandas e b) para o conjunto das seis bandas da porção refletida.

Da matriz de coeficientes de autovetores determinada pela transformação por componente principal com base nos dados da matriz de covariância, é possível descrever qual das bandas originais contém a informação mais significativa, ou que mais contribui na formação de cada componente.

O termo contribuição é definido por Williams Jr. (1983), como a proporção que cada pixel de uma banda é somada para criar um novo valor de pixel para uma dada componente principal. De outra forma, segundo Anuta et alii (1984), pode-se entender os coeficientes autovetores de cada componente principal, como os valores correspondentes à direção co-seno das bandas originais

para a nova componente e, por isso, é possível descrever a direção relativa do novo eixo componente no espaço de feições, com relação à banda original. Quanto maior for o coeficiente de uma banda para uma componente específica, maior o co-seno e assim menor o ângulo subentendido entre o eixo original (banda original) e o novo eixo componente, isto é, mais o novo eixo estará na direção do eixo original e portanto maior é a influência da banda original para aquele eixo. A Figura 7.9 mostra graficamente os coeficientes de contribuição das bandas TM originais para cada componente principal, do conjunto de 7 e 6 bandas. Os dados estatísticos das imagens transformadas mostram valores muito próximos entre si para as três primeiras componentes e portanto poucas diferenças visuais deverão ser notadas entre as componentes resultantes dos conjuntos de 7 e 6 bandas. Isso realmente pode-se comprovar pelas análises das componentes individuais e das composições coloridas das três primeiras componentes. Por isso, a interpretação discutida adiante é válida para os dois conjuntos de imagens.

Em ambos os conjuntos, o primeiro autovetor ou CP1 (Tabelas 7.1 e 7.2), mostra que a banda 5 é a que teve uma maior contribuição, seguida por bem menos pela banda 7, as demais quase nada contribuindo (vide Figura 7.9). Por isso, a CP1 (Figura 7.8a) é muito semelhante na aparência com a banda 5 original apresentada no Capítulo 4. A sua diferença com a imagem original da banda 5 é que ela é interpretada como sendo aproximadamente uma imagem albedo, a qual descreve o brilho médio da cena (Gillespie, 1980), resultando desta forma numa componente semelhante às bandas originais. Esta semelhança é porque a CP1 é quase que uma soma das médias das imagens, enquanto as componentes restantes de algum modo parecem diferenças entre pares de imagens.

Sendo uma imagem de albedo, os contrastes observados na CP1 são devido apenas às diferenças de níveis de reflectância (brilho) dos materiais e portanto não exprimem totalmente o comportamento espectral das feições de absorção relativas às composições dos materiais, como se interpreta nas imagens originais. Os contrastes fazem ressaltar, sobretudo, a aparência do relevo topográfico criado pelas variações de brilho das faces das vertentes iluminadas e das sombreadas e pelos efeitos do microrrelevo sobre as unidades carbonáticas. A rede de drenagem também é melhor definida nesta componente.

Fig. 7.8 - Imagens componentes principais (CP) resultadas da transformação das imagens TM.

Fig. 7.9 - Coeficientes de contribuições das bandas TM para cada componente principal. a) para o conjunto de sete bandas TM e b) para o conjunto das bandas da região refletida. Para os valores > 0, contribuições negativas.

A segunda componente principal, que contém cerca de 27% da variância total da cena, contém principalmente contribuição da banda 4 e contribuições negativas baixas (interpretadas como contrastes) das demais bandas (Figura 7.9). Esta componente, que contrasta a banda 4 em relação às bandas 1, 2, 3, 6 e 7, faz ressaltar essencialmente o contraste espectral entre as áreas com cobertura de vegetação das áreas de afloramentos de rocha desprovidas de vegetação. Enquanto a vegetação nesta componente exprime o seu comportamento espectral normal, ou seja, alta reflectância igual à da banda 4 (vide espectro da vegetação verde na Figura 7.10), as rochas indistintamente exibem baixos valores de brilho, eliminando a possibilidade de discriminarem-se entre si. As gradações de tons de cinza retratam portanto, basicamente, as variações nas intensidades de reflectância da vegetação, os tons mais claros correspondendo à reflectância mais alta, sendo por isso útil na detecção da variação das características da cobertura vegetal (tipo, densidade ou vigor). Esta componente resalta melhor do que nas bandas originais as feições de relevo topográfico das unidades C4 e C5, onde a sucessão de estratos de calcários-folhelhos/silti-tos condiciona uma variação na cobertura vegetal, mostrada pela alternância de faixas escuras e claras. Nota-se que nesta componente foi eliminada as interferências provocadas pelas áreas de uso agrícola, permitindo a extração de informação geológica que era impraticável nas imagens originais. Isto se observa na comparação das 1ª e 2ª CP, na região sul da área, ao redor da unidade C6. Aparentemente, na transformação das imagens a CP2 estaria mais ligada ao brilho.

Fig. 7.10 - Curva espectral padrão da vegetação verde. Observar a alta reflectância na região da banda 4.

Fonte: RAINES E CANNEY (1980).

A terceira componente principal, com cerca de 4% da variância total, já mostra os efeitos da degradação de contraste da cena. A maior contribuição positiva é da banda 1 e um tanto menos das bandas 4 e 3, que se contrastam com a contribuição negativa da banda 5 (Figura 7.9). Portanto, é interpretada como uma imagem que realça os materiais que exibem forte contraste entre as bandas 1 e 5, comparado com os materiais que exibem pouco contraste entre estas duas bandas. Consequentemente, como nas bandas 1 e 5 a vegetação tem uma baixa reflectância (Figura 7.10) a componente tende a mostrar bem menos variabilidade de níveis de cinza, reduzindo o contraste entre as áreas com diferenças de cobertura de vegetação, o inverso do que se tinha com a CP2. Os poucos alvos que exibem algum contraste são os calcários das unidades C6 e C2, a primeira aparecendo em tons escuros e a segunda em tons claros. A imagem tem um valor interpretativo baixo e a perda de realce do relevo topográfico contribuiu para confundir unidades de relevo contrastantes, como os arenitos da Fm. Urucuia.

As demais componentes são totalmente insignificantes para a extração de informação geológica, que já não tenha sido apresentada nas componentes anteriores e, portanto, foram desprezadas para combinação com as três primeiras componentes, para a elaboração de composições coloridas.

As composições coloridas das componentes principais 1, 2 e 3 devem ser analisadas com base na interpretação feita anteriormente para cada componente. A combinação de cores que deu melhor realce foi verde para a primeira componente, vermelha para a segunda e azul para a terceira. A imagem da Figura 7.11 corresponde à transformação com as 7 bandas e a da Figura 7.12, sem a banda termal. Essencialmente, nenhuma notável diferença na discriminação das unidades é observada entre elas. Porém, nota-se que embora as cores básicas sejam as mesmas em ambas as composições, seus valores de intensidade e saturação de cores são diferentes, pelo fato de uma incluir a banda termal e a outra não. Desde que a composição das componentes das bandas refletidas, Figura 7.12, exibe cores com melhor realce de contraste, não se vê vantagem em incluir a banda termal na transformação por componente principal. Os coeficientes de contribuição da Figura 7.9 mostram que a banda termal só teve contribuição na CP4, de baixo valor interpretativo. A combinação com as bandas refletidas gerou padrões de cores semelhantes à da composição colorida IHS, o que tornou mais fácil a sua interpretação.

Fig. 7.11 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens componentes, obtidas das 7 bandas TM. CP1 verde; CP2 vermelha; CP3 azul. Ver texto para indicação da seta.

Fig. 7.12 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens com
ponentes, obtidas das 6 bandas TM. CP1 verde; CP2 vermelha; CP3
azul. Ver texto para indicação das setas.

Quase todas as unidades espectrais retratadas nas composições RGB e IHS, aparecem com semelhanças na composição das componentes principais. Com relação à unidade C1 os resultados não tiveram sucessos tão melhores do que os obtidos anteriormente, mas pelo menos comprovaram as mesmas variações tonais antes observadas. Comparações com o mapa pedológico (Figura 3.14), mostram que há uma certa concordância da unidade BV2 (brunizem avermelhado + terra roxa similar) com as áreas de tons verde-claro (Figura 7.11) ou verde-escuro (Figura 7.12). Superficialmente, os solos nestas áreas são de cores amarelo-amarronzadas (tipo I), que são mais típicos da unidade dolomítica C3, assim sugerindo que possam representar uma faciologia de rochas dolomíticas. Inclusive padrões de cores semelhantes ocorrem no lado oeste dos pavimentos rochosos da C2, em área da unidade C3, e que novamente coincidem com a unidade pedológica BV2. Os tons verde-escuro aparentemente estão mais associados com solos terra roxa similar, que de acordo com o mapa pedológico está presente em várias unidades litológicas. Representam a predominância de terrenos calcários. Desta forma, na unidade C1, grosseiramente poderiam ser individualizadas duas unidades espectrais, que devem representar duas unidades pedológicas, originadas uma de rochas dolomíticas e outra de calcários. Como são as áreas de cor magenta que representam a presença de vegetação verde, as cores verde-claro e verde-escura das duas composições, refletem as áreas de exposição de solo sob a floresta estacional decidual da planície cárstica da unidade C1. A data da tomada da imagem foi coincidente com o período de perda das folhas.

No caso de discriminação de unidades pedológicas, deve-se considerar que algumas vezes há dificuldades para compará-las com padrões de reflexão de imagens multiespectrais, desde que, quando por falta de correlação do solo, com o relevo, a vegetação ou a litologia, as unidades são definidas e cartografadas pelas indicações do perfil vertical dos horizontes do solo e não pelas características de suas estruturas, texturas e cores do horizonte superficial exposto. As dificuldades são maiores quando as unidades mapeadas constituem associações de solos, como na área da serra do Ramalho.

Os testemunhos de afloramentos da unidade C2, que ocorrem a oeste da serra de João Neves e que foram considerados por suas semelhanças espectrais, nas interpretações das composições RGB e IHS, como extensão da unidade C2.1, aparecem nas componentes principais com cores bem distintas da unidade dolomítica da serra de Campo Alegre. Anteriormente, já se havia comenta

do que nestes afloramentos foram amostrados dolomitos cinza-azulado e vermelhos, bem mais típicos do que os dolomitos da unidade C2.1. Eles ocorrem num nível topográfico superior aos calcários (pequenas manchas escuras na Figura 7.12), do mesmo modo que se observa na serra de Campo Alegre as relações entre as unidades C2 e C2.1. Desta forma é de se esperar que estes dolomitos constituam uma subfácies da unidade C2.1, provavelmente de forma lenticular. A maioria das outras unidades mostra relações entre seus padrões de contrastes espectrais (forma, distribuição, etc.) que são semelhantes aos padrões que delimitam as unidades espectrais observadas nas composições coloridas IHS e RGB. A discussão feita antes, referente à discriminação destas unidades se aplica às imagens componentes.

A imagem IHS, mais realçada em H, exibe com um melhor contraste que as componentes, a sequência de unidades que vai da C6 ao topo da Fm. Urucuia. Nas composições das componentes principais ocorrem confusões espectrais entre a parte superior da unidade C6, a unidade C7 e os colúvios da Fm. Urucuia, que impedem individualizá-las. Também, o contraste da subdivisão da unidade C6 é menos nítido nas imagens componentes, em relação à composição IHS.

Estas comparações levam a concluir que as imagens IHS são uma eficiente técnica de realce, no mínimo comparável às transformações por componenes principais. A preferência neste caso recai sobre as imagens IHS, dado à facilidade e rapidez com que elas são interpretadas em relação às componentes principais.

Contudo é preciso considerar, que enquanto a primeira técnica utiliza-se da informação contida em apenas três bandas, as componentes principais armazenam quase a totalidade dos dados das sete ou seis bandas. Com relação a este fato, e desde que a aplicação da técnica de transformação por componentes principais não é necessariamente restrita a todo o conjunto de bandas TM, esta técnica foi aplicada para as quatro melhores bandas selecionadas - 3, 4, 5 e 7 -, sob as justificativas colocadas no início deste item. A composição colorida das três primeiras componentes é mostrada na Figura 7.13 com a mesma combinação das cores verde, vermelha e azul, das composições coloridas das componentes anteriores. O resumo dos dados estatísticos é dado na Tabela 7.3.

Fig. 7.13 - Composição colorida da combinação das três primeiras imagens com
ponentes, obtidas das bandas TM 3, 4, 5 e 7; CP1 verde, CP2 verme
lho e CP3 azul. Ver texto para indicação das setas.

TABELA 7.3

MATRIZ DE TRANSFORMAÇÃO DAS BANDAS 3, 4, 5 e 7 TM

CP1	0,338	0,261	0,839	0,339
CP2	-0,593	0,736	-0,130	-0,299
CP3	0,659	0,604	-0,447	-0,016
CP4	-0,315	0,158	-0,282	0,892
BANDAS TM	3	4	5	7

Os coeficientes dos autovetores da primeira componente são equivalentes aos valores dos coeficientes dos conjuntos de seis e sete bandas. A banda de maior contribuição foi igualmente a 5 para a primeira componente e a banda 4 para a segunda. Esta segunda componente tem também uma significativa contribuição negativa, ou contraste, da banda 3, que basicamente é a maior diferença entre os coeficientes destas componentes principais de quatro bandas com as componentes de seis e sete bandas.

Apesar da composição colorida ser igual às componentes anteriores, a imagem da Figura 7.13 mostra que significativas diferenças de contraste no realce espectral das unidades foram obtidas com a eliminação da redundância de informação que as bandas 1 e 2 têm em relação às demais bandas TM. O resultado mostra algumas variações no realce das unidades e uma impressão mais nítida de contraste de cores espectrais, comparado com as composições das componentes dos conjuntos de sete e seis bandas. Por exemplo, melhores contrastes são observados entre os solos brunizen e terra roxa similar na área da planície cárstica (Seta A na Figura 7.13). Desta imagem também verifica-se que porções de áreas de solos da unidade C3 são semelhantes em cores com as áreas dos solos brunizem da unidade C1, reafirmando a suposição da ocorrência de uma fácies dolomítica nesta unidade (seta B). A cor correspondente aos solos brunizens domina quase toda a margem leste da imagem, o que, se comprovado que tenham origem de rochas dolomíticas ou no mínimo distinta dos calcários, poderá vir a se definir uma unidade bastante extensa nesta área.

Neste aspecto, estas componentes foram as melhores imagens para realçar as classes de solos espectralmente identificadas pelas medidas radiométricas de campo, diferenciando a mata decidual e a caatinga, os solos do gru

po I dos solos dos grupos II e III. Elas demonstram portanto, em relação às outras componentes, um menor efeito da vegetação seca na caracterização espectral das unidades. Inclusive maiores diferenças de contrastes são notadas entre as áreas com biomassa ou densidades diferentes de vegetação como indicam as áreas das unidades C4, C5, C2 (Seta C na Figura 7.13) e da Fm. Urucuia. Desta forma, as imagens componentes principais das bandas 3, 4, 5 e 7 seriam as mais indicadas para estudos geobotânicos, que visam determinar através das variações do comportamento fenológico das diferentes comunidades botânicas as correlações da cobertura vegetal com substrato litológico.

A subdivisão da unidade C6 em duas unidades de cores ciano e branco, que podem representar diferentes fácies de calcários, é também tão nítida nestas componentes como é na composição IHS. Recorda-se que não foi possível caracterizar estas duas unidades nas componentes com 6 e 7 bandas. A unidade C7, identificada por um matiz vermelho na Figura 7.13, também exibe alto contraste espectral em relação a todas as outras unidades litológicas e ainda tem a conveniência de não se confundir com as unidades pelíticas/calcáricas C4 e C5, como ocorre com as outras imagens. Entretanto, ela não é tão hábil para realçar as bordas das escarpas areníticas da Fm. Urucuia e de seus colúvios, como nas imagens IHS.

Outra importante característica observada nas componentes das bandas 3, 4, 5 e 7 é a menor interferência das áreas de uso de solo no mascaramento das feições geológicas. A razão disto é porque as imagens do visível (1, 2 e 3) são mais sensíveis aos contrastes espectrais entre solos nus e as áreas não modificadas. Isto é visto comparando-se as Figuras 7.12 e 7.13, nas áreas da planície cárstica onde ocorrem os solos brunizem e nas áreas das unidades C4 e C5, a sul de Taquari.

Por outro lado, uma relativa perda de contraste é notada entre as unidades C2 e C2.2, a qual teria a seguinte explicação. Como se viu as diferenças espectrais entre estas duas unidades, eram em grande parte criadas pelas diferenças de intensidade de seus microrrelevo cársticos, que ocasionavam sombreamentos mais intensos na unidade C2.2. Esta diferença de sombreamento era mais notável nas bandas do visível, porque a contribuição de iluminação adicionada pela radiação espalhada da atmosfera é progressivamente maior nos comprimentos de onda menores. Por sua vez, nas regiões do infravermelho as

áreas de sombra exibem pequenas diferenças de radiância entre si. Como a 1ª e a 2ª componente têm maiores contribuições das bandas infravermelhas e como há contribuição das bandas visíveis, o contraste entre as variações de intensidades de sombreamentos entre as duas unidades é consequentemente diminuído.

Em síntese, a análise das imagens componentes principais mostra que a transformação a partir de 7 ou 6 bandas comparada com apenas a transformação de 4 bandas não tem diferenças tão significativas. A razão da semelhança dos resultados é devido à alta correlação que foi encontrada para as imagens TM desta área, significando que a simples eliminação de algumas bandas que tenham esta alta correlação não afeta sensivelmente os resultados. Isto se converte numa vantagem para a aplicação do processamento componentes principais com imagens TM, desde que o tempo de processamento é bem maior quando a transformação é com sete bandas. Inclusive uma ligeira superioridade pode ser dada para as componentes do subconjunto das quatro bandas selecionadas, devido principalmente ao melhor contraste visual das cores espectrais. Deve-se contudo encarar que os resultados de realce por componentes dependem exclusivamente das características daquela cena específica e, portanto, a conclusão obtida numa área não deve ser generalizada.

CAPÍTULO 8SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES

Dos vários critérios e métodos utilizados no estudo da discriminação das litologias da região da serra do Ramalho, com o objetivo de avaliar o desempenho das imagens do novo sensor TM para aplicações geológicas, foram obtidas certas conclusões, algumas de caráter geral e outras mais específicas que se julgam ser úteis para a realização de futuros trabalhos em regiões de ambiente semi-árido. Um resumo das conclusões mais relevantes compreende as seguintes apreciações transcritas abaixo.

As medidas radiométricas de campo foram importantes para compreender e interpretar os padrões espectrais das imagens TM e para selecionar algumas de suas bandas, permitindo diferenciar na análise fotogeológica, as contribuições da reflectância das unidades geológicas ocasionadas ou pelas variações da composição litológicas ou pelas variações do microrrelevo de suas superfícies.

Os espectros de campo mostraram que as diferenças espectrais das litologias carbonáticas são devidas aos constituintes menores ou secundários de suas composições mineralógicas, ou mesmo de impurezas dos seus principais minerais, uma vez que os minerais de calcita e dolomita, quando puros, não exibem feições espectrais capazes de diferenciar calcários de dolomitos. Entre os calcários amostrados nas várias unidades, as diferenças espectrais são sutis, resumindo-se quase que sempre em pequenas variações da intensidade da reflectância da região do infravermelho para o visível.

A relativa monotonia espectral que possuem os espectros das rochas calcárias é ocasionada pela presença de matéria orgânica, que reduz as reflectâncias a níveis muito baixos, mascarando bandas de absorção ou atenuando o contraste R/B, isto é, do vermelho (R) para o azul (B). Por esta mesma razão, o número de feições é limitado em sua origem e restringe-se à presença de fracas bandas de absorção de ferro fêrrico e ferroso situadas principalmente na região do infravermelho. Também, a maior porcentagem de matéria orgânica dos calcários das unidades C2, C2.2 e C6, em comparação aos dolomitos cinza-claro da unidade C2.1, é responsável pela menor reflectância dos calcários, quando o que normalmente se conhece é uma relação inversa: calcários têm maior reflectância que os dolomitos.

As relações entre as medidas espectrorradiométricas de laboratório em rochas pulverizadas, com as determinações de carbono orgânico total, demonstraram que calcários com porcentagens de matéria orgânica inferiores a 0,1% exibem significativamente, maior reflectância que calcários com mais de 0,1% de M.O. Diferenças de C.O.T inferiores a 0,04% são suficientes para provocar diferenças espectrais nas rochas carbonáticas e, portanto, muito provavelmente, os níveis de matéria orgânica destas rochas seriam suficientes também para atenuar a reflectância das medidas radiométricas de campo, reduzindo a possibilidade de uma maior discriminação entre as litologias.

As rochas dolomíticas quando alteradas ou tingidas por óxido de ferro, mostram modificações profundas no comportamento de seus espectros, que são ainda mais acentuadas quando ocorre uma substituição de íons de Mg^{2+} dos cristais de dolomita, por pequenas quantidades de Fe^{2+} . Neste caso os dolomitos passam a exibir um comportamento transopaco de seus constituintes, que resulta num aumento da reflectância na região infravermelha, onde os minerais têm um comportamento transparente, acompanhado de um abaixamento na região visível, a partir de $0,65 \mu m$, onde os mesmos minerais têm um comportamento opaco. O fator de transopacidade dos materiais é diagnóstico da presença do ferro nos minerais de rocha. Enquanto ele é uma característica das rochas dolomíticas da unidade C3, nenhuma vez foi constatado nas medidas espectrais dos afloramentos de calcários, colocando-se portanto como um critério espectral para diferenciar essas duas litologias.

O único espectro de dolomito vermelho da unidade C2.1 (P48) é um exemplo típico deste comportamento transopaco dos minerais e serve para demonstrar que as variações de cores tão comuns nas ocorrências de dolomitos de muitas áreas, que indicam possíveis variações nas composições químicas e/ou mineralógicas, podem permitir a discriminação espectral de diferentes tipos de dolomitos.

As rochas de composição pelítica, tipo siltitos e folhelhos, que ocorrem a partir da unidade C4, também exibem espectralmente comportamento transopaco, que embora seja originado de seus argilominerais, não difere do padrão de curva espectral obtida dos dolomitos. A diferença principal está na presença mais notável de bandas de absorção de ferro na região infravermelha do espectro, que identificam a presença de hematita entre $0,85$ a $0,5 \mu m$ e limonita ou goethita, centrada em $0,9 \mu m$. Por isso os óxidos de ferro dos argilomi

minerais dominam o padrão de reflectância destas rochas, com maior intensidade do que se observa nos dolomitos.

Estes mesmos óxidos foram identificados por suas bandas espectrais nos blocos de couraças ferruginosas originados dos arenitos da Fm. Uru cuia. Porém, a reflectância geral do espectro destas couraças concrecionárias é bastante reduzida, em comparação aos espectros dos minerais de hematita e goethita, seus constituintes principais. A opacidade espectral é uma evidência da presença de magnetita, cuja principal característica é a total ausência de feições espectrais e baixa reflectância.

Relativo às classes de solos existentes na área foram identificados três padrões de curvas espectrais as quais comparadas com os tipos de curvas espectrais de solos determinados por Stoner e Baungardner (1981), foram classificadas como do tipo afetada por ferro e afetada por material orgânico.

Basicamente os três tipos de curvas de solo são correspondentes a três grupos de cores de Munsell. Por sua vez, constatou-se que as diferenças mais notáveis entre as curvas espectrais, são por coincidência, exatamente na região visível entre 0,4 a 0,65 μ m, o que levou a investigar-se por métodos estatísticos a reflectância média de cada grupo de solos e concluir, com uma resposta afirmativa, de que a cor dos solos se mostra com uma função dominante na configuração da reflectância na porção visível do espectro. Algumas características são particulares a cada grupo espectral de solos: os do grupo I poderiam ser classificados de brunizem avermelhados, de cores 10YR, reflectância mais alta e originários de dolomitos, folhelhos e siltitos; os do grupo II são típicos da classe de solos terra roxa, originados predominantemente de calcários, cores 7,5YR a 5YR, teor de ferro mais elevado e nível de reflectância intermediário; o grupo III compreende solos de cores escuras 5YR, com baixos valores de brilho e saturação e menores porcentagens de argila natural e de óxidos de ferro, aparentemente também derivados de calcários.

A partir da interpretação das curvas espectrais das medidas radiométricas de campo, determinou-se as bandas correspondentes às imagens TM com melhores potencialidades de discriminação das unidades mapeadas na área, com o objetivo de obter uma seleção de bandas e conseqüente redução da dimensão dos dados. Os resultados deste critério de seleção de bandas indicaram entre as quatro primeiras bandas TM, a banda 3 como a de maior potencial para a discriminação

minação de unidades geológicas constituídas, ou essencialmente de rochas, ou de solos. Seguiram-se as bandas 2 e 4, com uma pequena vantagem para a primeira, a qual seria inclusive favorável a uma possível discriminação entre a unidade calcária C2 e a dolomítica C2.1. Pela avaliação estatística realizada nesta seleção, considerou-se que a banda 1TM teve contribuição nula na separabilidade espectral das unidades.

Para testar o conjunto das sete bandas TM, foram examinados dois outros métodos alternativos de seleção de bandas, baseados em medidas estatísticas de distância J-M e medidas de entropia gaussiana, a partir de classes selecionadas diretamente das imagens digitais TM. Considerando a seleção para os possíveis subconjuntos de três e quatro bandas, foram selecionadas, respectivamente, as bandas 3, 4 e 5, 4, 5 e 7, 1, 4 e 5 e as bandas 3, 4, 5 e 7 e 1, 4, 5 e 7, sendo a distância J-M a que apresentou resultados mais coerentes com os obtidos pelo critério de análise de medidas espectrais.

Esta seleção baseada em classes representativas das unidades geológicas, é concordante com a medida estatística de variância da cena, a qual considera-se ser uma boa medida da quantidade de informação contida em cada banda. A maior variância foi computada para a banda 5 e, sucessivamente, para as bandas 4, 7 e 3. As medidas espectrais também foram úteis para a avaliação e seleção de técnicas de processamentos de imagens digitais, como a divisão de bandas ("ratio"), da qual resultaria por exemplo, a partir do subconjunto das quatro bandas selecionadas, seis possíveis divisões de duas bandas, que combinadas três a três para formar composições coloridas resultariam em vinte imagens. As análises de curvas espectrais construídas a partir dos valores digitais das amostras destas classes demonstraram que as imagens "ratio" não teriam qualquer sucesso em realçar as unidades litológicas, bem como de melhorar a discriminação das unidades predominantemente constituídas de solos. Elas seriam apenas eficientes para realçar, espectralmente, unidades de rochas de unidades de solo, o que poderia ser obtido por outras técnicas de realce de maior simplicidade e interpretação mais fácil. Com isso poupou-se um tempo relativamente grande nos trabalhos de processamento e de interpretação.

As outras técnicas de realces de imagens testadas, foram as de composições coloridas RGB e IHS, e de componentes principais. A seleção de bandas realizada anteriormente foi utilizada para a aplicação das técnicas de composições coloridas, devido ao fato de que com seis bandas TM (excluiu-se a ban

da termal) são produzidas 120 possíveis composições coloridas. Para os subconjuntos das três melhores bandas selecionadas - 3, 4 e 5, 4, 5 e 7, 1, 4 e 5 - o subconjunto das bandas 4, 5 e 7 mostrou melhores realces de contrastes de cores, devido à melhor capacidade destas bandas em registrar as variações do comportamento espectral da vegetação e dos tipos de solos, uma vez que as unidades essencialmente litológicas eram discriminadas com igual facilidade nos três subconjuntos. Entre as duas técnicas de composições coloridas - sistema RGB e IHS - a maior flexibilidade que as componentes individuais I, H e S oferecem para a manipulação de seus intervalos dinâmicos de níveis digitais, permite obter melhor controle no realce das cores mais favoráveis para a discriminação litológica. A interpretação fotogeológica da composição IHS das bandas 4, 5 e 7, superior em alguns aspectos às das componentes principais, mostrou vários resultados, descritos a seguir.

- a - Na planície cárstica correspondente à unidade C1, as variações tonais que ocorrem identificam-se com as áreas de ocorrência de duas classes de solo, que por verificações em outras unidades geológicas, indicaram ser originárias de rochas calcárias e rochas dolomíticas. Esta separabilidade foi também confirmada nas medidas radiométricas de campo, através da diferença de reflectância, na região do infravermelho, de solos de origem dolomítica (curva tipo I, Figura 5.21) daqueles de origem calcária (curva tipo II e III, Figura 5.21). Portanto, numa unidade de difícil caracterização litológica, devido à total ausência de afloramentos e com uma cobertura vegetal aparentemente homogênea, as imagens TM possibilitaram uma provável discriminação litológica de rochas calcárias/dolomíticas, através de seus solos.
- b - Nos pavimentos rochosos da unidade C2 foram discriminadas três unidades faciológicas, que têm exata correspondência com quatro fácies principais mapeadas nas áreas pilotos de prospecção mineral do projeto Fluorita, na escala 1:2.000. Estas fácies não foram contudo mapeadas na escala 1:50.000 do referido projeto, apesar de que os mapeamentos de detalhe visavam estabelecer as relações de controles de suas litologias, com as mineralizações de fluorita e metais básicos. As imagens mostraram que estas fácies se estendem ao longo de toda a unidade C2 mapeada na escala 1:50.000, o que pode ampliar as oportunidades de outras ocorrências minerais semelhantes às encontradas na serra de Campo Alegre. A primeira fácies (C2) é predominantemente de um calcário escuro e constitui o arcabouço litológico da unidade. A segunda

fácies (C2.1) é de natureza dolomítica e a terceira possui semelhança litológica com a primeira. O contraste espectral entre as três fácies é em parte devido ao efeito provocado pela variação da porcentagem da matéria orgânica entre os calcários e os dolomitos, corroborando o que já se havia determinado nas medidas espectrais. Contudo, pela intensidade com que é mostrado seus padrões espectrais nas imagens, seus contrastes foram também atribuídos às variações de intensidades de albedo de suas superfícies, devido às variações de seus microrrelevos e consequentes padrões de sombreamento gerados. Por exemplo, os calcários formam feições mais intensas que os dolomitos, ocasionando maior sombreamento e conseqüente atenuação da reflectância, que é tão mais intensa, como no caso da fácies C2.2, quanto maior for a intensidade dos lãpies.

- c - Os exemplos das variações de microrrelevo, das unidades C2, C2.1 e C2.2, demonstraram que algumas litologias que eventualmente não possam ser discriminadas espectralmente por suas composições, poderão em algumas circunstâncias serem distinguidas por variações texturais do estado físico de suas superfícies, devido à alta resolução espacial das imagens TM.
- d - A unidade C6 foi separada em duas unidades faciológicas de contrastes espectrais bem distintos, cujos padrões tonais mostraram ser espectralmente similares com as unidades C2 e C2.2, devido exibirem superfícies cársticas quase idênticas a estas unidades. Litologicamente a fácies que compõe as escarpas frontais da unidade C6 é de um calcário laminito preto-azulado, enquanto a outra fácies é de um calcarenito cinza-escuro, maciço. Nos mapas 1:50.000 do projeto Fluorita e mesmo no texto explicativo, não há referências sobre uma possível divisão da unidade C6 em duas faciologias.
- e - Com igual facilidade com que se traçou a unidade C6, delimitou-se a unidade C7, com uma precisão equivalente à obtida por exame estereoscópico de fotos aéreas. Constituída essencialmente de solos da alteração de calcários e folhelhos, sua resposta espectral é intensamente contrastante nas composições, tanto com os calcários da unidade soto posta como com os depósitos de colúvio da Fm. Urucuia, que orlam quase toda a escarpa arenítica. Estes, por sua vez, foram facilmente identificados pela alta reflectância que possuem seus principais constituintes minerais: quartzo e feldspato.

- f - Embora os arenitos da Fm. Urucuia não estejam expostos, os contatos da unidade foram facilmente traçados, mediante o forte contraste de sua típica morfologia e, principalmente, do comportamento espectral completamente distinto da cobertura vegetal do cerrado, em relação à mata decidual e à caatinga dos terrenos carbonáticos. A diferença é causada pela perda da folhagem da caatinga e da mata, que permite condições de exposições de grandes parcelas de solos.
- g - As características espectrais da unidade C3 são bastante distintas nas composições coloridas, embora seu contato com a unidade C4 não coincida totalmente com o traçado no mapa geológico. Ambas são unidades predominantemente pedogenéticas, cujos solos, respectivamente de dolomitos e folhelhos/siltitos, são localmente bastante similares, podendo gerar confusões espectrais. Contudo, como nas fotos aéreas o critério morfológico também não é decisivo na separação das duas unidades e a ausência de afloramentos impede no campo uma definição mais precisa de seus contatos, não é de todo improvável que as diferenças de cores observadas nas imagens definam o contato destas duas unidades.
- h - As unidades C4 e C5 não se separam espectralmente. Ambas exibem o mesmo padrão de reflectância que é manifestado por uma alternância de estreitas faixas de cores verde e vermelha, que caracterizam, respectivamente, áreas alternadas de solo e vegetação. Esta sucessão de cores representa a alternância de camadas de calcários e folhelhos e/ou siltitos, estes últimos totalmente intemperizados, com solos mais profundos e uma vegetação mais exuberante que responde pelas cores vermelhas na composição IHS. A confusão espectral entre as duas unidades é de corrência destas litologias serem comuns às duas unidades, com predomínio ora dos folhelhos (C4), ora dos calcários (C5). Em fotos aéreas esta sucessão de estratos não é percebida, mas as variações de relevo permitem separar as duas unidades..

Com relação aos realces por componentes principais, as informações geológicas extraídas das composições coloridas das três primeiras componentes foram praticamente as mesmas obtidas com as imagens IHS. As diferenças são pequenas e na realidade se complementam, proporcionando uma interpretação mais correta.

Nenhuma notável diferença foi observada entre os resultados obtidos a partir das componentes dos conjuntos de sete e seis bandas (excluída a termal). A matriz de autovetores mostrou que a banda termal pouco contribuiu para o conteúdo de informação das três primeiras componentes, que juntas de têm cerca de 97% da informação da fonte. Com o conjunto das quatro melhores ban das selecionadas (3,4,5 e 7) obteve-se um contraste visual mais intenso das co res espectrais, o que demonstrou que a eliminação das duas primeiras bandas, praticamente não afetou a qualidade dos resultados. A razão provável deve ser pela alta correlação que ambas possuem com algumas das outras bandas e também entre si mesmas. Algumas vantagens e desvantagens das componentes foram:

- as componentes a partir do conjunto de quatro bandas mostram menores in fluências do uso de solo no mascaramento das feições geológicas, devido os contrastes entre solo nu com áreas preservadas serem mais intensos nas bandas visíveis do que nas bandas infravermelhas; neste aspecto são superiores às imagens IHS;
- elas também mostram a divisão da unidade C6 em duas subunidades, da mes ma maneira obtida com a composição IHS, mas tal não foi obtido com as componentes do conjunto de sete ou seis bandas;
- em geral as componentes exibem uma melhor definição dos limites das uni dades C4 e C5, embora não distinguiram uma da outra; o contato com a uni dade C3 é mais contrastante do que nas composições IHS, além do que es ta unidade não mostra qualquer confusão espectral com os pavimentos ro chosos da unidade C2;
- os afloramentos esparsos dos dolomitos a oeste da serra de João Neves são espectralmente diferenciados dos dolomitos da unidade C3 e da sub unidade C2.1, em todas as imagens componentes; representam, provavelmen te, uma outra subfácies da subunidade C2.1, pois que no campo mostravam as mesmas relações de posição estratigráfica com os calcários da unida de C2; são de cores azulados e avermelhados, cujos espectros de campo são distintos dos dolomitos da unidade C2.1;
- as composições das componentes principais exibem um menor contraste de cores do que as imagens IHS, o que acarreta uma redução da percepção do realce de relevo.

Numa avaliação final, os resultados da interpretação fotogeológica obtidos da conjunção das três técnicas de realce de imagens TM, mais notavelmente a IHS e as componentes principais, demonstraram que as unidades espectrais individualizadas possuem uma boa concordância com as unidades mapeadas na escala 1:50.000 do projeto Fluorita. O potencial de interpretação fotogeológica das imagens TM mostrou ser compatível com o de fotos aéreas pancromáticas 1:60.000; as ampliações das imagens TM podem ser efetuadas até 1:25.000, sem comprometer a qualidade visual da cena.

Esta compatibilidade de ampliação das imagens TM com as fotos aéreas, resulta da perfeita combinação da resolução espacial de 30 m com a resolução espectral de sete bandas, possibilitando, além do poder de discriminação espectral, que variações de microrrelevo das superfícies dos alvos possam ser detectadas como padrões de variações texturais. Tais condições oferecem uma excelente perspectiva para mapeamentos geológicos em escalas de semidetalhe e/ou na pesquisa mineral.

Indiretamente, um dos fatores preponderantes que permitiram uma boa caracterização espectral das unidades mapeadas na área, é o comportamento bioclimático da vegetação, uma vez que algumas bandas TM são espectralmente dominadas pelos seus padrões de reflectância. As condições de cobertura vegetal relativamente densa na área, só não prejudicaram a discriminação das unidades geológicas, devido ao seu caráter decidual, que durante a estação seca permite a exposição de grandes parcelas do solo ou rocha. Nestas condições, a vegetação seca praticamente não influencia a qualidade espectral das rochas e solos subjacentes e, portanto, a reflectância composta (solo ou rocha + vegetação seca) em cada banda TM pode ser considerada como a do próprio material lítico ou pedológico. O exemplo oposto é dado pela vegetação do cerrado que recobre a Formação Urucuia e cujo caráter mais perene da cobertura foliar, mascara completamente a informação espectral litológica.

A contribuição mais significativa em termos da cartografia geológica, segundo o esquema de mapeamento na escala 1:50.000 do projeto Fluorita, pode ser considerada a subdivisão da unidade C2 em três fácies carbonáticas. Mais importante do que a subdivisão litoestratigráfica em si, é que tais fácies apresentam-se na área como as portadoras e controladoras litológicas das principais ocorrências de mineralizações de fluorita e metais básicos conhecidos na serra do Ramalho.

Finalmente, julga-se possível que os resultados desta pesquisa possam ser estendidos para auxiliar os trabalhos de mapeamento geológico e diferenciações de algumas fácies carbonáticas de interesse prospectivo na região geológica da bacia de São Francisco, ou de coberturas carbonáticas correlatas, como a da bacia de Lençóis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMS, M.J.; BROWN, D.; LEPLEY, L.; SADOWSKI, R. Remote sensing porphyry copper deposits Southern Arizona. *Economic Geology*. 78(4):591-595. 1983.
- ABRAMS, M.J.; ASHLEY, R.P.; ROWAN, L.C.; GOETZ, A.F.H.; KAHLE, A.B. Mapping of hydrothermal alteration in the cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0,46 to 2,36 μm . *Geology*. 5: 713-718, 1977.
- AB'SABER, A.N. Contribuição à geomorfologia da área do cerrado. In: SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO, 1. São Paulo, 1962. *Anais*. São Paulo, USP. p.97-103, 1963.
- AB'SABER, A.N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, 20: 1-20, 1970.
- A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. In: SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO, 3. *Anais*. São Paulo, USP. p. 1-14, 1971.
- ADAMS, J.B. Lunar and Martian surfaces: petrologic significance of absorption bands in the near-infrared. *Science*, 159(3822): 1453-1455, 1968.
- ADAMS, J.B.; FILICE, A.L. Spectral reflectance 0,4 to 2,0 microns of silicate rock powders. *Journal of Geophysical Research*. 72(22): 5705-5715, 1967.
- ALMEIDA FILHO, R. *Sensoriamento Remoto orbital aplicado à prospecção mineral nas províncias estaníferas de Goiás e Rondônia: uma contribuição metodológica*. Tese de doutoramento. USP. 171p. 1983.
- AMARAL, G. Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. In: CONGR. BRAS. GEOL. 20, *Anais*. p.45-46, 1966.
- AMARAL, G.; MATTOS, J.T. de; ALMEIDA FILHO, R.; CUNHA, R.P.; PARADELLA, W.R. Carta geológica ao milionésimo da folha de Belo Horizonte com base na interpretação de imagens de satélite. In: CONGR. BRAS. DE GEOLOGIA, 29. *Anais*. V.4 Ouro Preto, p.229-238, 1976.
- ANUTA, P.E.; BARTOLUCCI, I.A.; DEAN, M.E.; LOZANO, D.F.; MALARET, E.; MCGILLEW, C.D.; VALDES, J.A.; VALENZUELA, C.R. LANDSAT-4 MSS and Thematic Mapper data quality and information content analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. GE22(3): 222-235, 1984.

- ASHLEY, R.P.; ABRAMS, M.J. Mapping of limonite, clay mineral and alunite contents of hydrothermal altered rocks in the cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner imagery for the 0,46-2,36 μm spectral region. *Economic Geology*, 73(2): 307-315. 1970.
- AZEVEDO, L.G. *Brasil, a terra e o homem*. São Paulo, Editora Nacional, 1964.
- BAUNGARDNER, M.F.; KRISTOF, J.J.; JOHANNENSEN, C.J.; ZACHARY, A.L. The effects of organic matter on multispectral properties of soils. *Proceedings*. Ind. Acad. Sci. 79: 413-422, 1970.
- BARBOSA, O. Série Bambuí. Contribuição ao simpósio das formações eopaleozóicas do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19. *Anais*. Rio de Janeiro. 11p. 1965.
- BERNSTEIN, R.; LOTSPIECH, J.B.; MYERS, H.J.; KOLSKY, H.G.; LEES, R.D. Analysis and processing of LANDSAT-4 sensor data using advanced image processing techniques and technologies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. GE.22(3): 192-220, 1984.
- BLODGET, H.W.; GUNTHER, F.J.; PODWYSOCKI, M.H. *Discriminations of rock types and alteration products in Southwestern Saudi-Arabia with computer enhancement of LANDSAT data*. USA, NASA, (NASA Tech. Pap. 1327). 34p. 1978.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22. *Anais*. Belo Horizonte, p.155-166, 1968.
- BRUNI, M.A.L.; SCHOBENHAUS FILHO, C.; CORDANI, U.G.; CAMPOS, D.A. de; CAMPOS, D.R.B. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Folha Brasília (SD.23). Brasília, 163p. 1976.
- CHAVEZ Jr., P.S.; BERLIN Jr., G.L.; COSTA, A.V. Computer processing of LANDSAT MSS digital data for linear enhancement. In: MAPPING WITH REMOTE SENSING DATA. ANNUAL WM. T. PECORA MEMORIAL SYMPOSIUM, 2. *Proceedings*. Sioux Falls. South Dakota. p.235-256. 1976.
- CIPRA, J.E.; BAUNGARDNER, M.F.; STONER, E.R.; McDONALD, R.B. Measuring radiance characteristics of soil with a field spectroradiometer. *Soil Science Society of America Proceeding*, 1971.
- CONDIT, H.R. The spectral reflectance of American soils. *Photogrammetric Engineering*, 36: 955-966, 1970.
- CONEL, J.E.; ABRAMS, M.J.; GOETZ, A.F.H. *A study of alteration associated with uranium occurrences in sandstone and its detection by remote sensing methods*. Pasadena, CA. Jet Propulsion Laboratory, V.1 (JPL Publication 78-66). 1978.

- COSTA, L.M. *surface soil color and reflectance as related to physicochemical and mineralogical soil properties*. Phd. Thesis University of Missouri, Columbia, Sept. 154p. 1979.
- COSTA, L.A.M. da; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C. M.L.; SANTOS, E.L. dos; MENEGUETTO, G.; INDA, H.A.V.; STEIN, J.H.; MARCHETTO, M.; BATISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F. de. *Projeto leste do Tocantins/oeste do rio São Francisco*. DNPM/CPRM/PROSPEC. Relatório Final Integrado, Fase V. V.Ia e Ib. Petrópolis, 558p. 1976.
- COSTA, L.A.M. da; ANGEIRAS, A.G. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Boletim de Geologia*. (5): 3-34, Rio de Janeiro, 1970.
- COSTA, M.T. da; BRANCO, J.J.R. *Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília*. Publicação do Instituto de Pesquisas Radioativas. Belo Horizonte. 040: 0-25. 1961.
- COULSON, K.L.; BOURICIUS, C.M.; GRAY, E.L. Optical reflection properties of natural surfaces. *Journal Geophysics Research*. 70. 4601. 1965.
- CRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. Edgard Blucher, São Paulo. USP. 149p. 1974.
- CROWN, P.H.; PAWLUK, S. Spectral signatures from selected soils in the Edmonton-Vegreville area. In: Canadian Symposium on Remote Sensing, 2., Ottawa, On. *Proceedings*. Ottawa, University of Ghalph, V.1, p.450-462. 1974.
- DAVIS, J.C. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley and Sons, Inc. 1973.
- DARDENNE, M.A.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A. O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do cráton do São Francisco. *Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste*. 7/8: 85-97. 1978.
- DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, *Anais*. Recife, SBG, Vol.2, p.597-610. 1978.
- DIAS, L.A.V.; PEREIRA, A.E.C.; CÂMARA NETO, G.; BETANCOURT, J.J.V. *Correção de efeitos atmosféricos em imagens de satélite*. 11p. 1981. (INPE-2281-PRE/059).
- DOLFUS, A. *Polarization studies of planets*. In: Kuiper and Middlehurst (eds). *The solar system*, Chicago, Univ. of Chicago Press, Cap. 9, p. 343-395, 1961.

- DRAPER, A.L.; ADAMCIK, J.A.; GIBSON, F.K. Comparison of the spectra of Mars and a goethite-hematite mixture in the 1 a 2 micron region. *Icarus*, 3: 63-65, 1964.
- DUGGIN, M.J. On the natural limitations of target differentiation by mean of spectral discrimination techniques. In: INT. SYMP. ON REMOTE SENS. OF ENVIRONMENT. 9, *Proceedings*, Ann Arbor, Michigan. p.499-516. 1974.
- DUTRA, L.V.; Ii, F.A.M.; MASCARENHAS, N.D.A. *Avaliação da entropia gaussiana e da entropia de Shannon como critérios de seleção de atributos*. São José dos Campos, (INPE-3383-PRE/656). 1984.
- DUTRA, L.V.; MENESES, P.R. Aplicação da transformação IHS para realce de cores em imagens LANDSAT. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 4. *Anais*, 1, Gramado, R.S., p.675-681. 1986.
- ENGEL, J.L.; WEINSTEIN, O. Thematic mapper. An overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* GE-21-3 p.258-265, 1983.
- FERNANDES, P.F.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A.S.L.; SILVA, L.L. da; OLIVEIRA, F.L.L. de; GHIGNONE, J.C.; SIGH Jr., O.; CASTRO, H.E.F. de. *Geologia. Levantamento de recursos naturais*. Folha SD 23 Brasília. In: Projeto Radambrasil, 29. Rio de Janeiro, p.1-204. 1982.
- FORMAGGIO, A.R. *Comportamento espectral de quatro solos do Estado de São Paulo nos níveis orbital, de campo e laboratório*. Tese de Mestrado em Sensoriamento Remoto, INPE. 140p. 1983.
- FREDEN, S.C.; GORDON Jr., F. LANDSAT satellites. In: Manual of Remote Sensing. Chap. 12, Cobert, N.C. (eds). *American Society of Photogrammetry*, V.1. p.517-570, 1983.
- GILLESPIE, A.R. Digital techniques of image enhancement. In: Siegal and Gillespie (eds). *Remote Sensing in Geology*. New York, Wiley, Chap.6, p.137-136. 1980.
- GOETZ, A.F.H.; ROCK, B.N. Remote Sensing for exploration: an overview. *Economic Geology*, 78(4): 573-579, 1983.
- GUINNESS, P.A.; ARVIDSON, R.E.; LEFF, C.E.; EDWARDS, M.H.; BINDSCHALLER, D.L. Digital image processing application to analysis of geophysical and geochemical data for southern Missouri. *Economic Geology*. 78(4): 654-663, 1983.

- HAYDIN, R.; DALKE, G.N.; HENKEL, J.; BARE, J.E. Application of the IHS color transform to the processing of multisensor data and image enhancement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT. First Thematic Conference. "Remote Sensing of Arid and Semi-arid lands". *Proceedings*. V.1. Cairo, Egypt. p.599-616. 1982.
- HETTICH, M. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Revista Bras. de Geociências*, 7(2): 87-101. 1977.
- HIDROSERVICE *Levantamento e reconhecimento detalhado de solos*. Projeto Serra do Ramalho. INCRA/CHESF. 1971.
- HOVIS Jr., W.A. Infrared reflectivity of iron oxide minerals. *Icarus*, 4: 425-430, 1965.
- HOVIS Jr., W.A.; CALLAHAN, N.R. Infrared reflectance spectra of igneous rocks, tuffs and red sandstone from 0,5 to 2,2 micron. *Journal of the optical society of America*, 56(5): 639-643, 1966.
- HUNT, G.R. *Eletromagnetic radiations: the communication link in remote sensing*. In: Siegal and Gillespie (eds), Remote Sensing in Geology. New York, Willey, Chap. 2, p.5-54. 1980.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W. Visible and near-infrared spectra of mineral and rocks: I. Silicate minerals. *Modern Geology*. 1:283-390, 1970.
- Visible and near-infrared spectra of mineral and rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, 2(1): 23-30, 1971.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J. W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2(3): 195-205, 1971.
- HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XI. Sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5(4): 211-217, 1976.
- Ii, F.A.M. *Seleção de atributos aplicada a imagens multiespectrais*. São José dos Campos, INPE. (INPE-2303-TDL/072). 1982.
- INDA, H.A.V.; BARBOSA, J.F. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000*. Salvador, SME-CPM. 137p. 1978.
- JORDAN, H. Grupo Minas no nordeste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Vol. 2, Aracaju. p.75-103. 1973.

- KARFUNKEL, B.; KARFUNKEL, J. Estudos petrofaciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da serra do Espinhaço. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Outro Preto, *Anais*. Belo Horizonte, SBG, Vol.1 p.179-188. 1976.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. 18(2): 147-265. 1965.
- KOWALIK, W.S. *Atmospheric coorection to LANDSAT data for limonite discrimination*. Doctoral Thesis. Stanford University. 366p. 1981.
- LANDIN, P.M.B. *Análise de dados multivariantes em geologia*. Lab. de Geomatemática. Publicação Didática. UNESP. Rio Claro. Dep. Geol. Geral e Aplicada. 80p. 1984.
- LIMA, M.I.C.; FONSECA, B.G.; OLIVEIRA, R.P. de; GHIGNONE, J.C.; ROCHA, R.M.; CARMOS, U.P. do; SILVA, J.N.R. da; SIGH Jr., O. Geologia Projeto Radambrasil. Folha SD.24. Salvador. Levantamentos de Recursos Naturais, 24. Rio de Janeiro, 1981.
- LYON, R.J.P. *Minerals in the infrared: a criterial bibliography*. Palo Alto, California. Publication of Stanford Research Inst. 76p. 1962.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SILVA SÃ, J.H. da. Província São Francisco. In: Almeida e Hasui (eds), *O Prê-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucker, Cap.4 . p.46-127. 1984.
- MAURO, C.A. de; DANTAS, M.; ROSO, F.A. Geomorfologia. In: Projeto Radambrasil, 29, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, p.205-296. 1982.
- MENESES, P.R. *Filtragens digitais bidirecional e realce de lineamentos em regiões cársticas*. INPE-NTI., 1978.
- *Sistemas imageadores multiespectrais*. In: *Manual de Sensoriamento Remoto com Ênfase à Geologia*. INPE/CTCSR, Cap. 10, 1982. Inédito.
- MIRANDA, L.L.F. de; MONTEIRO, M.D.; CAVALCANTI, J.C.C.; VALLE, C.R.O.; SILVA, J.C. *Projeto Fluorita da Serra do Ramalho*. Salvador, BA, SME-CPM, Vol. 1, 97p. 1976.
- MISI, A. *As mineralizações de chumbo-zinco-fluor-bário do valo do rio Jacaré (BA) e seu contexto geológico*. Tese de Professor Assistente. UFBa, 57p. 1973.

MISI, A.; SOUTO, P. Controle estratigráfico das mineralizações de chumbo, zinco, flúor e bário no Grupo Bambuí - parte leste da chapada de Irecê (Bahia). *Revista Brasileira de Geociências*. 5(1): 30-45, 1975.

MISI, A. Ciclos de sedimentação e mineralização de chumbo-zinco nas sequências Bambuí (Supergrupo São Francisco), Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, *Anais*, Recife. SBG. Vol. 6, p. 2548-2561. 1978.

— O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In: Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, Salvador, SME-CPM, p.120-124. 1979.

MONTGOMERY, O.L.; BAUNGARDNER, M.F. *The effects of the physical and chemical properties of soils on the spectra reflectance of soils*. Information Note 112674. Laboratory for Applications of Remote Sensing. Purdue Univ., West Lafayette, Ind., 1974.

NASSAU, K. Las causas del color. *Investigacion/Ciencia*. Ed en espanhol de *Scientific American*, 51: 56-72, 1980.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) *LANDSAT data user notes*. Washington, USGS/EDC. 1984.

PARADELLA, W.R.; VITORELLO, I.; MONTEIRO, M.D. *Avaliação de técnicas de tratamento por computador de dados digitais MSS LANDSAT na discriminação litológica na serra do Ramalho, Estado da Bahia*. INPE-3250-PRE/592, 40p. 1984.

PARADELLA, W.R. *Discriminação de unidades litológicas no baixo vale do rio Curaçã (Bahia), através de realces por processamento digital de dados MSS-LANDSAT 3*. Tese de doutoramento em Geologia. São Paulo, IGUSP. 250p. 1983.

PENTEADO; M.M.; RANZINI, G. Relatório de viagem ao médio vale do rio São Francisco. *Geomorfologia*, 40. 44p. 1973.

PFLUG, R.; RENGGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRAS. DE GEOL., 27, *Anais*, V.2, Aracaju, p.5-19. 1973.

PODWYSOCKI, M.H.; SEGAL, D.B.; ABRAMS, M.J. Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*. 78(4): 675-687, 1983.

- PRICE, J.C. Comparison of the information content of data from the LANDSAT-4 Thematic Mapper and the Multispectral Scanner. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE.22(3): 272-281, 1984.
- RAINES, G.L.; CANNEY, F.C. *Vegetation and Geology*. In: Siegal and Gillespie (eds), *Remote Sensing in Geology*, New York, Wiley, Chap. 12, p.365-380. 1980.
- RENGER, F. A geologia do Pré-Cambriano do norte da Bahia-Oeste de Sergipe, debates sobre temas escolhidos. Simpósio do Pré-Cambriano do craton do São Francisco e da parte norte oriental do Brasil, 1. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, *Anais*, V.2, Aracaju, p.151-156. 1973.
- ROWAN, L.C.; KAHLE, A.B. Evaluation of 0,46 to 2,36 μm multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rock. *Economic Geology*, 77(2): 441-452, 1982.
- ROWAN, L.C.; GOETZ, A.F.H.; ASHKEY, R.P. Discrimination of hydrothermally altered and inalterade rocks in visible and near-infrared multispectral images. *Geophysics*, 42(3): 522-535. 1977.
- SAGAN, C.; PHANEUF, J.; IHNAT, N. Total reflection spectrophotometry and thermogravimetric analysis of simulated martian surface material. *ICARUS*; 4:4361, 1965.
- SALISBURY, J.W.; HUNT, G.R. Martian surface materials: effect of particle size on spectral behavior. *Science*, 161(3839): 365-366, 1968.
- Compositional implications of the spectral behaviour of the martian surface. *Nature*, 222: 132-136, 1969.
- Remote sensing of rock type in the visible and near infrared. In: SYMP. ON REMOTE SENS. OF ENVIRONMENT, 9., Ann Arbor, p.1953-1958. 1974.
- SIEGAL, D.B. Theoretical basis for differentiation of ferric-iron bearing minerals using LANDSAT MSS data. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING OF THE ENVIRONMENT, 16. *Proceedings*. Environmental Research Inst. of Michigan, Ann Arbor, Michigan, p.177-179. 1982.
- SIEGAL, B.S.; GOETZ, A.F.H. Effect of vegetation on rock and soil type discrimination. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43(2): 191-196, 1977.
- SHOLL, W.U. Sudwestliche randerreich der Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau*, 61:1. p.201-216. 1972.

- SILVA, S.B.; ASSIS, J.S. *Vegetação*. In: Projeto Radambrasil, 29, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, p.461-528. 1982.
- SLATER, P.N. *Remote Sensing, Optics and Optical Systems*. Addison-Wesley, 515p. 1980.
- SOHA, J.M.; GILLESPIE, A.R.; ABRAMS, M.J.; MADURA, D.P. *Computer techniques for geological applications*. Conference on Image Processing Technology Data Sources and Software for Commercial and Scientific Applications. Pasadena, Ca. Caltech, 20p. 1976.
- STONER, E.R.; BAUNGARDNER, M.F.; BIEHI, L.L.; ROBINSON, B.F. *Atlas of soil reflectance properties*. Research Bulletin 962, Agricultural Experiment Station, Purdue University, West Lafayette, Indiana, 75p. 1980.
- STONER, E.R.; BAUNGARDNER, M.F. Characteristic variations in reflectance of surface soils. *Soil Science Soc. Am. Journal*. 45: 1161-1165. 1981.
- SWAIN, P.H.; KING, R.C. *Two effective feature selection criteria for multispectral remote sensing*. West Lafayette. In: Purdue University, LARS, (LARS information Note 042673). 1973.
- TARANIK, J.V. *Principles of computer processing of LANDSAT for geological applications*. Washington, USGS, 50p. (USGS Open file rept. 78-117). 1978.
- THOMAS, M.F. *Tropical geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 332p. 1974.
- TOU, J.T.; GONZALES, R.C. *Pattern recognition principles*. Addison-Wesley, Reading, Massachusetts. 1974.
- TRICART, J. O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte. *Revista Brasileira de Geografia*, 4. p.451-470. 1956.
- TRICART, J.; SILVA da, T.C. Um exemplo e evolução kárstica em meio tropical seco: o morro de Bom Jesus da Lapa (Bahia), *Boletim Baiano de Geografia*, Salvador, 2(5/6): 3-19, jun-set., 1961.
- WALDE, D.H.G.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B. *O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: estratigrafia e correlações*. Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste. 7/8: 98-113. 1978.
- WATSON, R.D. Spectral reflectance and photometric properties of selected rocks. *Remote Sensing of Environment*, 2: 95-100, 1972.
- WILLIAMS Jr., R.S. Geological Applications. In: Estes and Thorley (eds), *Manual of Remote Sensing*, 2. ed., American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia, Chap. 31, p.1667-1953. 1983.

WITTNER, K.P.; RAMALHO FILHO, A.; CASTRO, A.F. de. *Levantamento de reconhecimento de solos. Plano diretor do Projeto Corrente, Divisão Formoso.*

Superintendência do vale do São Francisco, LASA-BDPA, Tomo A, 287p. 1971.

YOUNG, T.Y.; CALVERT, T.W. *Classification, estimation and pattern recognition.*

Elsevier Publishing Co., New York, 1974.