



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOPROCESSAMENTO E ANÁLISE AMBIENTAL**

**DISCRIMINAÇÃO ESPECTRAL DE VARIAÇÕES
FACIOLÓGICAS DE CARBONATOS POR MEIO DE ESPECTRORRADIOMETRIA E IMAGENS
ASTER NA REGIÃO DA SERRA DO RAMALHO - BA**

SANDRA APARECIDA PEDROSA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 09

**BRASÍLIA, DF
2010**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOPROCESSAMENTO E ANÁLISE AMBIENTAL**

**DISCRIMINAÇÃO ESPECTRAL DE VARIAÇÕES
FACIOLÓGICAS DE CARBONATOS POR MEIO DE ESPECTRORRADIOMETRIA E IMAGENS
ASTER NA REGIÃO DA SERRA DO RAMALHO - BA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 09

SANDRA APARECIDA PEDROSA

**Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses (UnB)
Co-Orientadora: Prof. Dra. Adriana Chatack Carmelo**

Comissão Examinadora:

**Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses (UnB)
Prof. Dr. Washington de Jesus Sant'Anna da Franca Rocha (UEFS)
Prof. Dr. Gustavo Macedo de Mello Baptista (UnB)**

Aos meus pais,
Neto, César e Lucas,
minha fonte de inspiração!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que colaboraram com o desenvolvimento desta dissertação, em especial:

Ao Departamento Nacional de Produção Mineral, por possibilitar minha participação no programa de pós-graduação.

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses pela orientação, discussões, amizade.

À Prof. Dra. Adriana Chatack Carmelo, pela co-orientação, discussões, amizade e incentivo.

Às alunas de estágio supervisionado: Julia Pera de Almeida e Rafaela Santos Veloso, pelo apoio nas etapas de campo e descrição das amostras petrográficas.

Ao químico. Myller de S. Tonhá pelas análises de geoquímica, realizadas no Laboratório de Geoquímica do IG-UnB.

Ao Dr. Eder de Souza Martins e ao técnico Dárcio pelas análises de matéria orgânica realizadas no laboratório da EMBRAPA/CPAC.

À geóloga Inara Oliveira Barbosa, amiga, incentivadora e companheira.

A todos os colegas do curso de pós-graduação, pelas discussões e os momentos de convivência.

À minha família pelo incentivo, apoio e confiança.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo estudar o comportamento espectral de rochas carbonáticas por meio de espectrorradiometria de reflectância e processamento digital de imagens do sensor ASTER, utilizando a região do infravermelho de ondas curtas (SWIR), a fim de discriminar variações faciológicas entre os carbonatos da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. Foram pesquisadas duas áreas que se localizam na borda leste da serra do Ramalho, no estado da Bahia, e apresentam extensos afloramentos de rochas carbonáticas desprovidos de cobertura vegetal.

Na região do intervalo de comprimento de ondas entre 1,7 - 2,5 μm as rochas carbonáticas exibem suas principais feições de absorção do modo vibracional da molécula de CO_3^{-2} . Com base nas observações de campo, descrição de lâminas petrográficas e análises químicas foram identificadas seis tipos de rochas carbonáticas: calcilutitos, calcarenitos, calcários oolíticos, calcários argilosos, dolomitos e brechas dolomíticas. Espectros de reflectância de 55 amostras desses litotipos foram obtidos em laboratório utilizando-se o espectrorradiômetro PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*), que opera na região do infravermelho de ondas curtas de 1,3 a 2,5 μm , com resolução espectral de 2 nm.

Pela análise espectral observa-se que a posição da principal da feição de absorção do íon CO_3^{-2} nos calcilutitos, calcarenitos e calcários argilosos é bastante próxima e tem sua feição centrada em média em 2,335 μm , enquanto nos calcários oolíticos está centrada em 2,332 μm . As principais diferenças entre as feições dos calcários são marcadas pelo aumento da profundidade das feições de absorção, com o aumento da granulometria, a presença de argilominerais ou a diminuição com a presença de matéria orgânica. As brechas dolomíticas e dolomitos são espectralmente similares e apresentam sua feição principal média centrada em 2,321 μm . A presença de matéria orgânica mesmo em quantidades inferiores a 0,1% mostraram uma redução da profundidade da feição de absorção ou mesmo seu mascaramento para todos os litotipos estudados.

Para avaliar a discriminação das rochas carbonáticas a partir das imagens do sensor ASTER foram construídas bibliotecas espectrais para cada litotipo, que foram reamostradas para as bandas do sensor ASTER e utilizadas como *endmembers* no método de classificação espectral *Spectral Angle Mapper - SAM*. *Endmembers* derivados de *pixels* da própria imagem, dos espectros das amostras de campo e da biblioteca espectral do USGS foram utilizados na classificação SAM. Os resultados da classificação espectral SAM permitiram discriminar e identificar rochas calcíticas e dolomíticas.

ABSTRACT

This research aimed to study the spectral behavior of carbonate rocks by spectroradiometry reflectance and digital processing of ASTER images using the region of the shortwave infrared (SWIR) in order to discriminate carbonate facies variations in the Sete Lagoas Formation of Group Bambuí. Two areas of study were selected and they are located on the east of the serra do Ramalho, state of Bahia, who present with extensive outcrops of carbonate rocks devoid of vegetation.

In the region of wavelengths range between 1.7 to 2.5 μm the carbonate rocks exhibit their main absorption features of the vibrational mode of ion absorption CO_3^{-2} . Based on field observations, petrographic and chemical analysis were identified six types of carbonate rocks: lime mudstone, calcarenites, oolitic limestone, argillaceous limestone, dolomite and dolomite breccia. Reflectance spectra of 55 samples of rocks were obtained in the laboratory using the spectroradiometer PIMA (Portable Infrared Mineral Analyser), which operates in the infrared shortwave from 1.3 to 2.5 micrometres with a resolution of 2 nm.

Based on spectral analysis it is observed that the absorption's main position of the ion CO_3^{-2} in lime mudstone, argillaceous limestone and calcarenites are quite similar and has its peak centered on average in 2.335 micrometres while the oolitic limestones are centered 2.332 micrometers. The main differences between the limestones are marked by increased of depth absorption features with the particle size and the presence of clay minerals, and the decreasing of depth absorption features with the presence of organic matter. Dolomites and dolomitic breccias are spectrally similar and present their main feature centered on average 2.321 micrometers. The presence of organic matter even in amounts less than 0.1% showed a reduction in the depth of absorption feature or in the overall reflectance for all rocks studied.

To evaluate the discrimination of carbonate rocks from the ASTER's images spectral libraries were constructed for each lithotype, whose resolution were resampled to ASTER and used as endmembers to spectral classification using the Spectral Angle Mapper - SAM. The endmembers used in the SAM classification were derived from image's pixel, the spectra of field samples and the USGS spectral. The results of spectral classification SAM allowed to discriminate and identify calcite and dolomite rocks.

SUMÁRIO

RESUMO	5
ABSTRACT	6
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivos	16
1.2 Localização e Acesso da Área	17
1.3 Fonte de Dados	18
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO	
2.1 Introdução	20
2.2 Geologia Regional	20
2.3 Geologia da Área de Estudo	23
2.3.1 Formação Sete Lagoas 1 ou Membro inferior (C1)	26
2.3.2 Formação Sete Lagoas 2 ou Membro intermediário (C2)	26
2.3.3 Formação Sete Lagoas 3 ou Membro superior (C3)	31
2.3.4 Formação Serra de Santa Helena	33
2.3.5 Formação Lagoa do Jacaré (C5 e C6)	34
2.3.6 Formação Serra da Saudade (C7)	35
2.4 Aspectos Fisiográficos da Área de Estudo	35
2.4.1 Geomorfologia	35
2.4.2 A Morfologia Cárstica	37
CAPÍTULO 3 - MATERIAL E MÉTODOS	
3.1 Etapas e Métodos de Trabalho	40
3.1.1 Amostragem de Campo	41
3.1.2 Análise Petrográfica	44
3.1.3 Análises Químicas	44
3.1.4 Medidas Espectrorradiométricas	44
3.1.5 Processamento Digital	45
CAPÍTULO 4 - MEDIDAS ESPECTRAIS	
4.1 Fundamentação Teórica	48
4.2 Caracterização Química dos Carbonatos	51
4.2.1 Propriedades Físicas das Rochas Carbonáticas	52
4.3 O Comportamento Espectral dos Carbonatos	53
4.4 Medidas Espectrais de Rochas das Áreas de Estudo	54
4.4.1 Área 1	55
4.4.2 Área 2	61
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES DOS DADOS DE ESPECTRORRADIOMETRIA E PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER	66
5.1 Construção da Biblioteca Espectral	68
5.2 Técnicas de Processamento Digital Aplicadas às Imagens do Sensor ASTER	77
5.2.1 Contraste Espectral das Bandas SWIR do Sensor ASTER	77
5.2.2 Processamento Digital das Imagens ASTER	82
5.2.2.1 Método de Classificação Espectral	84
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
ANEXO I: FICHAS PETROGRÁFICAS	99

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Figura 1.1– Mapa de localização e acesso das áreas 1 e 2 18

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

Figura 2.1 - Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco (Modificado de Conceição Filho *et al.* 2003) 22

Figura 2.2 - Mapa geológico da região da serra do Ramalho, Bahia, situando as áreas 1 e 2 propostas neste estudo (Modificado de Conceição Filho *et al.* 2003) 25

Figura 2.3 - Folhelho cinza esverdeado, muito laminado e fraturado da Formação Sete Lagoas 1 26

Figura 2.4 - Mapa de detalhe as serra de Campo Alegre, na região da serra do Ramalho, Bahia (Modificado de Miranda *et al.* 1976) 28

Figura 2.5 - Calcilutitos e calcarenitos com formas de *lápies* apresentando placas que se soltam por causa da dissolução, presentes na serra de Campo Alegre na Formação Sete Lagoas 2 29

Figura 2.6 - Calcarenitos finos, plaqueados com juntas de alívio que separam a rocha em placas quase horizontais 29

Figura 2.7 - Calcários com intercalações de argilominerais de cor avermelhada, presentes na área 2 30

Figura 2.8 - Calcarenitos cinza escuro com intercalações de dolomitos, cinza claro 31

Figura 2.9 - Veio de fluorita roxa e calcita branca do topo da Formação Sete Lagoas 2 31

Figura 2.10 - Dolomitos com laminação algal associado a brechas dolomíticas, em rochas da Formação Sete Lagoas 3 32

Figura 2.11 - Afloramento brecha de composição dolomítica, com cimento de fluorita 33

Figura 2.12 - Afloramento típico de calcários pretos, com bolsões de calcita branca e intercalados a níveis pelíticos da Formação Serra de Santa Helena 34

Figura 2.13 - Afloramento de calcarenito oolítico preto da Formação Lagoa do Jacaré 34

Figura 2.14 - Visão geral do relevo da região da serra do Ramalho, com destaque as áreas 1 e 2 propostas neste estudo. (Modificado do modelo digital de elevação do [Shuttle Radar Topography Mission](#) - SRTM) 36

Figura 2.15 - Visão geral do relevo ruiforme da área 1, com destaque ao fundo das formas *lápies* presentes na área 37

Figura 2.16 - Afloramento de calcários na serra de Campo Alegre mostrando as formas características de *lápies* “ponta de faca” e o desprendimento de placas ou blocos de rochas ao nível dos planos de acamamentos 38

Figura 2.17 - Afloramento de dolomitos da unidade C3, mostrando ao fundo o predomínio de uma vegetação mais exuberante 39

CAPÍTULO 3 - MATERIAL E MÉTODOS

Figura 3.1 – Resumo das etapas e métodos de trabalho	42
Figura 3.2 - Mapa de Pontos (Modificado de Conceição Filho <i>et al.</i> 2003)	43

CAPÍTULO 4 – MEDIDAS ESPECTRAIS

Figura 4.1 - (a) Curva espectral dos calcilutitos sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	56
Figura 4.2 - (a) Curva espectral dos calcarenitos sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	57
Figura 4.3 - (a) Curva espectral dos calcários oolíticos, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	58
Figura 4.4 - (a) Curva espectral das brechas, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	58
Figura 4.5 - (a) Curva espectral dos dolomitos, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	59
Figura 4.6 - Comparação entre as curvas espectrais média dos calcilutitos, calcarenitos, calcários olíticos e dolomitos	60
Figura 4.7 - (a) Espectros de rocha com variações no conteúdo de matéria orgânica menor que 0,1% e (b) maior que 0,1% de matéria orgânica	61
Figura 4.8 - (a) Curva espectral dos calcilutitos, sem remoção do contínuo e (b) com remoção do contínuo (RC)	62
Figura 4.9 - (a) Curva espectral dos calcários argilosos, sem remoção do contínuo e (b) com remoção do contínuo (RC)	63
Figura 4.10 - (a) Curva espectral dos dolomitos e calcários dolomíticos sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC)	64
Figura 4.11 - Espectros de calcário e dolomito com variações no conteúdo de matéria orgânica	65

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES DOS DADOS DE ESPECTRORRADIOMETRIA E PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER

Figura 5.1- (a) Curvas de reflectância dos calcilutitos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalado para facilitar a visualização)	69
Figura 5.2- (a) Curvas de reflectância dos calcarenitos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) e (b) foram re-escalados para facilitar a visualização)	70
Figura 5.3 - (a) Curvas de reflectância dos calcários oolíticos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) e (b) foram re-escalados para facilitar a visualização)	71

- Figura 5.4- (a) Curvas de reflectância dos dolomitos das amostras coletadas em campo (área1). (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalonado para facilitar a visualização) 72
- Figura 5.5 - Curvas de reflectância dos calcilutitos (área 2). (a) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (b) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalonado para facilitar a visualização) 74
- Figura 5.6- (a) Curvas de reflectância dos calcários argilosos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalonado para facilitar a visualização) 75
- Figura 5.7- (a) Curvas de reflectância espectral dos dolomitos e calcários dolomíticos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER 76
- Figura 5.8- Imagem ASTER da região do SWIR , da área 1, referente as banda 4, 5, 6, 7, 8 e 9. As letras C1, C2 e C3 representam, respectivamente, os membros inferior, intermediário e superior da formação Sete Lagoas 79
- Figura 5.9 - Imagem ASTER da região do SWIR da área 2, referente às banda 4, 5, 6, 7, 8 e 9 81
- Figura 5.10- Composição colorida RGB 468 do sensor ASTER para área 1,mostrando um contraste tonal em (1) para calcários com formas cársticas e (2) para calcário e dolomitos com superfícies tabulares 82
- Figura 5.11-(a) Composição colorida RGB 468, com destaque aos afloramentos de rochas carbonáticas das serras de Campo Alegre e Solta. (b) resultado da aplicação do índice de calcita segundo Ninomiya (2004). (c) e (d) resultado da razão profundidade relativa de bandas de absorção para calcários e dolomitos respectivamente, segundo Rowam & Mars (2003) 83
- Figura 5. 12 - (a) Gráfico mostrando os autovalores das bandas ASTER transformadas pelo MNF e (b) Composição colorida das bandas MNF 123 84
- Figura 5.13 - Bandas resultantes da transformação MNF da imagem ASTER, área 1 84
- Figura 5.14 - Resultado da aplicação do Índice de Pureza do Pixel (PPI) na imagem ASTER, área 1. Os *pixels* em vermelho e branco representam os *pixels* puros 85
- Figura 5.15 - Visualizador n-dimensional e seus controles para seleção dos *endmembers* 86
- Figura 5.16 - Classificação espectral pelo método SAM, dos calcários e dolomitos da área 1 87
- Figura 5.17 - Classificação espectral, pelo método SAM, de calcários e dolomitos utilizando a biblioteca espectral do USGS. Em vermelho são apresentados os *pixels* classificados como calcítico e em azul os *pixels* classificados como dolomitos na área 1(a) e área 2(b) 88
- Figura 5.18- Classificação espectral, pelo método SAM, dos calcários e dolomitos da área 1.(a) composição RGB 468, (b) zoom da área amostrada e (c) resultado da classificação SAM utilizando ângulos múltiplos 89
- Figura 5.19- Resultado da classificação espectral, pelo método SAM na área 1.(a) curva espectral média dos dolomitos, calcilutitos, calcários oolíticos e calcarenitos sem remoção do contínuo (b) curva espectral média com remoção do contínuo. (c) resultado da classificação SAM utilizando o mesmo ângulo para todos os litotipos e (d) resultado da classificação SAM utilizando ângulos múltiplos 90

Figura 5.20- Classificação espectral, pelo método SAM, dos calcários argilosos e dolomitos da área 2, utilizando as amostras S114 (dolomito em vermelho) e S89 (calcário argiloso em azul)

91

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Tabela 1.1 - Dados referentes às bandas multiespectrais dos sensores ASTER/TERRA e ETM⁺/LANDSAT 7 (Modificado de Lima 2003) 16

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

CAPÍTULO 4 – MEDIDAS ESPECTRAIS

Tabela 4.1 - Principais feições vibracionais observadas para o grupo dos carbonatos (Modificado de Hunt & Salisbury 1971) 51

Tabela 4.2.- Posições das bandas de minerais carbonáticos em micrômetros (µm) (Modificado de Gaffey 1987) 54

Tabela 4.3 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de calcários da Unidade C2, na área 1. (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método) 55

Tabela 4.4 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de rocha de calcilutitos 56

Tabela 4.5 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcarenitos 57

Tabela 4.6 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcários oolíticos 57

Tabela 4.7 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de brechas 58

Tabela 4.8 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de dolomitos e brecha da Unidade C2 e C3, na área 1. (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método) 59

Tabela 4.9 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de rocha de dolomitos 59

Tabela 4.10 - Conteúdo de matéria orgânica. (Medidas em porcentagem) 60

Tabela 4.11 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de calcários da Unidade C2, na área 2. (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método) 61

Tabela 4.12 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcilutitos 62

Tabela 4.13 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcários argilosos 62

Tabela 4.14 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de dolomitos, na área 2. (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método) 63

Tabela 4.15 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de dolomitos e calcários dolomíticos 63

Tabela 4.16- Conteúdo de matéria orgânica. (Medidas em porcentagem) 64

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES DOS DADOS DE ESPECTRORRADIOMETRIA E PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER

Tabela 5.1 – Bandas espectrais dos três módulos de imageamento do Sensor ASTER (Modificado de ERSDAC 2005)	67
Tabela 5.2 - Sumário estatístico das bandas ASTER da região do SWIR para área 1	78
Tabela 5.3 - Matriz de correlação das bandas do ASTER na região do SWIR para área	80
Tabela 5.4 - Sumário estatístico das bandas ASTER da região do SWIR para a área 2	80
Tabela 5.5 - Matriz de correlação das bandas do ASTER na região do SWIR	81

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Com o avanço tecnológico os sensores imageadores a bordo de plataformas orbitais estão cada vez mais sofisticados, e a cada dia, apresentam melhores resoluções espectral, espacial, radiométrica e temporal. As imagens desses sensores são utilizadas como fontes de dados para diversos estudos e levantamentos, apresentando-se como uma das formas mais viáveis para o mapeamento e a monitoração ambiental em diversas escalas, devido as suas características de rapidez, eficiência e periodicidade na coleta de dados. Diversos tipos de imagens obtidas a partir de plataformas orbitais têm sido usadas para inúmeras finalidades dentro das geociências, com destaque para o mapeamento geológico e a pesquisa mineral. O programa de maior sucesso foi obtido a partir do satélite LANDSAT 5, em 1984, equipado com um novo sensor multiespectral *Thematic Mapper* -TM, com resolução espacial de 30 m e sete bandas espectrais posicionadas no intervalo de 0,45 a 2,35 μm . Posteriormente foi ampliado com a adição de uma banda pancromática com resolução de 15 m, pelo sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do satélite LANDSAT -7. Em especial, se destaca nesses sensores a banda 7 (2,08 – 2,35 μm) referente à faixa do infravermelho de ondas curtas, considerada uma banda importante para a discriminação de algumas litologias e, principalmente, para a identificação de zonas de alteração hidrotermal (Jensen 2009).

Novas perspectivas para a discriminação de alvos geológicos foram abertas com o lançamento, em 1999, do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* – ASTER, do satélite TERRA. O sensor ASTER agrupa várias características especiais de interesse para aplicações geológicas, pois é um sensor constituído por três subsistemas independentes de imageamento, que coletam dados nas faixas do espectro eletromagnético referentes à: i) a região do visível e infravermelho próximo (*Visible and Near-Infrared* -VNIR): 0,52-0,86 μm , com 3 bandas espectrais de resolução espacial de 15 m; ii) a região do infravermelho de ondas curtas (*Shortwave Infrared* – SWIR): 1,60-2,43 μm , com 6 bandas espectrais e resolução espacial de 30 m; e iii) a região do infravermelho termal (*Thermal Infrared* –TIR): 8,12-11,65 μm , com 5 bandas e com resolução espacial de 90 m. Esse terceiro módulo é capaz de proporcionar imageamento multiespectral termal, diurno e noturno, que propicia a detecção de minerais de quartzo, carbonatos e alguns silicatos (Abrams *et al.* 2001).

O sensor ASTER representa um grande avanço em termos de resolução espectral, quando comparado aos sensores ETM+ do satélite LANDSAT-7 (Tabela 1.1). O intervalo espectral correspondente à banda 7 do sensor ETM+ (2,08 - 2,35 μm) foi subdividido em cinco bandas no sensor ASTER, possibilitando a detecção de importantes feições de absorção moleculares diagnósticas de diversos tipos de argilo-minerais, carbonatos e hidroxila. Outra vantagem é que o intervalo espectral correspondente ao da banda 6 do sensor ETM+ (10,4 - 12,5 μm) foi ampliado e subdividido em cinco bandas no sensor ASTER, permitindo a detecção

de feições minerais de sílica e carbonatos, nos espectros de emissividade dos *pixels*. Com estas características, pode-se dizer que o sensor ASTER atualmente é o único sensor multiespectral projetado com o objetivo de ter uma função geológica voltada para exploração mineral. Por exemplo, as bandas 7 e 8 do módulo SWIR, respectivamente nos comprimentos de onda de 2,235 – 2,285 μm e 2,295 – 2,365 μm , mostram-se adequadas para a identificação de minerais de calcita e dolomita, com uma boa perspectiva de discriminação de dolomitos e calcários. São muitos os bons resultados que este sensor vem apresentando em estudos de pesquisa mineral, como os trabalhos de Ninomiya (2002, 2004), Rowan & Mars (2003), Yamaguchi (2003), Souza Filho *et al.* (2003), Lima (2003), Senna (2008), entre outros.

Técnicas de interpretação de imagens de sensoriamento remoto, como as aplicadas às imagens do sensor ASTER para a discriminação e identificação de minerais e rochas, fundamenta-se principalmente na análise do comportamento espectral de reflectância no intervalo do comprimento de onda entre 0,4 e 2,5 μm , correspondendo ao espectro do visível, infravermelho próximo e de ondas curtas. A base dessa interpretação espectral são os estudos de espectrorradiometria de laboratório que possibilitam a identificação de feições espectrais diagnósticas de composições dos minerais e das rochas (Hunt & Salisbury 1976; Hunt 1977, 1979; Clark *et al.* 1990; Gaffey 1987; Meneses & Ferreira Junior 1995). Medidas de padrões de reflectância obtidas por espectrorradiômetros permitem determinar as assinaturas espectrais dos materiais e servem como parâmetros para análise das imagens provenientes de sensores com alta resolução espectral.

Estudos do comportamento espectral de carbonatos realizados por Hunt & Salisbury (1971) e Gaffey (1986) descrevem uma série de feições de absorção que aumentam de intensidade com o crescimento do comprimento de ondas no intervalo entre 1,6 μm e 2,5 μm . Este intervalo é importante para estudo de carbonatos, devido à presença de feições de absorção provenientes dos processos vibracionais do radical carbonato. Gaffey (1987) diferenciou em seu estudo sobre carbonatos sete bandas de absorção, cujas posições e larguras destas bandas são diagnósticas da mineralogia de carbonatos, sendo possível distinguir pelas diferenças entre as posições das bandas de absorção a calcita da dolomita.

Embora se encontre na literatura muitos trabalhos utilizando imagens do sensor ASTER, a maior parte dos estudos tem sido dedicada ao mapeamento de zonas de alteração hidrotermal e de importantes grupos litológicos, como os trabalhos publicados por Rowan *et al.* (2003), Crósta *et al.* (2003), Lima (2003), Ducart (2004), Da Silva *et al.* (2007), entre outros. Poucos estudos têm sido dedicados para a discriminação espectral de carbonatos, podendo citar o trabalho de Rowan & Mars (2003) que avaliou a aplicação do sensor ASTER para mapear alguns tipos litológicos e para discriminar rochas calcíticas e dolomíticas, a partir de técnicas de classificação espectral, utilizando bandas espectrais do VNIR, SWIR e TIR. Em estudo de índices minerais, com dados do sensor ASTER, Ninomiya (2004) definiu o índice de calcita para o intervalo do infravermelho de ondas curtas, utilizando as banda 6 (2,185-2,225 μm), banda 8 (2,295-2,360 μm) e banda 9 (2,360-2,430 μm) definido esse índice pela razão $(6 \cdot 9)/(8 \cdot 8)$. E no intervalo do

infravermelho termal utilizou as bandas 13 (10,25-10,95 μm) e banda 14 (10,95-11,65 μm) para definir o índice de carbonato utilizando a razão das bandas 13/14.

Tabela 2.1 - Dados referentes às bandas multiespectrais dos sensores ASTER/ TERRA e ETM⁺ / LANDSAT 7 (Modificado de Lima 2003).

Subsistema	ASTER / TERRA			ETM ⁺ / LANDSAT 7		
	Banda	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Banda	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)
VNIR	1	0,52-0,60	15	1	0,45-0,52	30
	2	0,63-0,69	15	2	0,52-0,60	30
	3	0,78-0,86	15	3	0,63-0,69	30
				4	0,76-0,90	30
				5	1,55-1,75	30
SWIR	4	1,60-1,70	30	7	2,08-2,35	30
	5	2,145-2,185	30			
	6	2,185-2,225	30			
	7	2,235-2,285	30			
	8	2,295-2,360	30			
	9	2,360-2,430	30			
TIR	10	8,125-8,475	90	6	10,4-12,5	90
	11	8,475-8,825	90			
	12	8,925-9,275	90			
	13	10,25-10,95	90			
	14	10,95-11,65	90			
PAN		-----		8	0,52-0,90	15

1.1 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal efetuar uma análise de dados de medidas espectrorradiométricas de laboratório de rochas carbonáticas e a identificação destas rochas nas imagens do sensor ASTER, com o propósito de:

- i) Estudar o comportamento espectral das rochas carbonáticas no intervalo do infravermelho de ondas curtas - SWIR (1,6 - 2,5 μm);
- ii) Obter medidas espectrorradiométricas de laboratório de rochas carbonáticas;

- iii) Avaliar o potencial do sensor multiespectral ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), com seis bandas na região do infravermelho de ondas curtas (SWIR) para discriminar variações faciológicas de rochas carbonáticas;
- iv) Analisar as possíveis variações espectrais das rochas em função das variações mineralógicas e / ou química, ou variações macroscópicas de suas superfícies;
- v) Definir índices de carbonatos por meio de espectrorradiometria;
- vi) Avaliar o desempenho das técnicas de processamento digital de imagens hiperespectrais para o sensor multiespectral ASTER e de espectrorradiometria de reflectância na discriminação espectral de rochas carbonáticas.

As áreas propostas neste estudo localizam-se na borda leste da serra do Ramalho, no estado da Bahia, que se constitui num expressivo conjunto geomorfológico da porção ocidental da depressão do médio São Francisco (Meneses 1986). É constituída essencialmente por afloramentos de rochas calcárias e dolomíticas, pertencentes ao Grupo Bambuí, e no topo coberto pelos sedimentos cretáceos da Formação Urucuia. Esta região possui um reconhecido potencial mineral para minerais metálicos e não metálicos como o zinco, chumbo, cobre, flúor e barita, e de rochas industriais e para fertilizantes, como calcários calcíticos, dolomitos, fosfato e caulim (Conceição *et al.* 2003).

Esta área foi selecionada devido aos seguintes fatores:

- i) Disponibilidade de dados de mapeamentos geológicos de detalhe previamente realizados;
- ii) Baixa densidade de cobertura vegetal possibilitando uma melhor análise para o estudo da resposta espectral da interação da radiação solar com as rochas; e
- iii) Excelentes exposições de rochas carbonáticas com variações texturais e de micro-relevo e com pouca deformação estrutural e ausência de metamorfismo.

1.2- Localização e Acesso da Área

Foram selecionadas neste estudo duas áreas onde se localiza extensas exposições de rochas carbonáticas da borda leste da serra do Ramalho, Bahia, situando-se à cerca de 40 km da margem oeste do rio São Francisco. A oeste da serra do Ramalho encontra a cidade de Santa Maria da Vitória e a leste Bom Jesus da Lapa, que constituem os principais núcleos urbanos e econômicos da região. A serra como um todo ocupa uma área aproximada de 4000 km².

A Área 1 de estudo situa-se no município de Serra do Ramalho, entre as coordenadas 13°30'05" e 13°33'06" de latitude sul e 43°43'35" e 43°47'03" de longitude oeste (Datum WGS 84), incluindo as faixas de rochas carbonáticas que bordejam as serras de Campo Alegre e Solta, com uma área total de 35 km².

A Área 2 situa-se entre os municípios de Carinhanha e Feira da Mata, entre as coordenadas 13°45'57" e 13°51'00" de latitude sul e 43°53'41" e 44°01'40" de longitude oeste (Datum WGS 84), com uma área total de 134 km².

O acesso as áreas é feito a partir de Brasília pela BR 020 até a cidade de Posse na fronteira dos estados de Goiás e Bahia, seguindo-se pela rodovia estadual BA 349 até Santa Maria da Vitória e pela BA160 em direção as cidades de Serra do Ramalho e Carinhanha. A partir da BA160 e por estradas vicinais, atinge-se as áreas 1 e 2 (Figura 1.1).

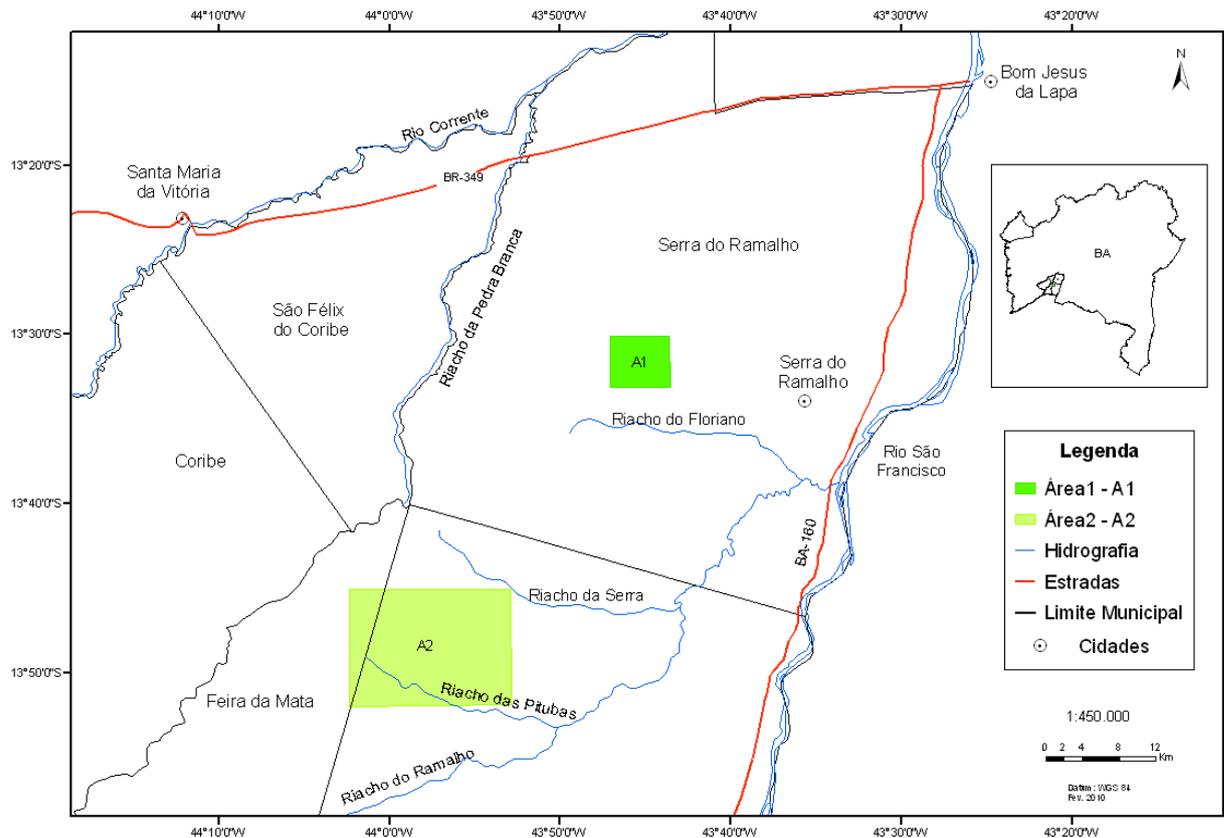


Figura 3.1– Mapa de localização e acesso das áreas 1 e 2.

1.3 - Fonte de Dados

Embora cada mineral e rocha tenham um comportamento de reflectância espectral distinto, que permite discriminá-los na imagem orbital, o valor espectral medido quase sempre corresponde a uma mistura de radiância de vários materiais, devido ao tamanho de seu *pixel* e a sobreposição de materiais como solo, rochas e vegetação, dificultando sua identificação.

Nas áreas selecionadas para estudo, a completa ausência de vegetação e solos favorece o uso de sensores de maior resolução espectral como o ASTER, que possui bandas espectrais diagnósticas para carbonatos posicionadas na região do espectro do SWIR. Assim espera-se que a melhor resolução espectral deste sensor possa suprir, em parte, as limitações das imagens ETM+/LANDSAT na discriminação das variações faciológicas de carbonatos. Para se certificar da melhoria espectral do sensor ASTER, para estudo de carbonatos, neste trabalho adotou-se como método de pesquisa a obtenção de medidas espectrorradiométricas de amostras de campo, com objetivo de confrontar estes dados com os padrões espectrais observados nas imagens. Com este objetivo foi adquirida uma imagem da região da borda leste

da serra do Ramalho do sensor ASTER de 01 de outubro de 2006, nível 2B05S, denominada *Earth Surface Reflectance Swir* (30 m) já previamente corrigida dos efeitos da atmosfera e de *crosstalk* (ERSDAC 2005) e convertida para reflectância. O efeito *crosstalk* é causado pela dispersão da luz incidente na banda 4, a qual é refletida no plano focal de outras bandas do SWIR, causando, por exemplo, o aparecimento de “fantasmas” na interface entre superfícies de terra e água, sendo as bandas 5 e 9 mais afetadas (Iwasaki & Tonooka, 2005). O problema com *crosstalk* ocasionou a paralisação do funcionamento do sistema SWIR do sensor ASTER em 2008.

Este estudo foi desenvolvido em seis capítulos que abordam: i) a caracterização da área de estudo (Capítulo 1); ii) a geologia e os aspectos fisiográficos (Capítulo 2); iii) a metodologia proposta para integração das informações (Capítulo 3); iv) os conceitos e a aplicação da espectrorradiometria de reflectância para estudo de carbonatos (Capítulo 4); v) resultados e discussões dos dados de espectrorradiometria e aplicação de técnicas de processamento digital utilizando o sensor ASTER na região do SWIR (Capítulo 5); e vi) as conclusões (Capítulo 6).

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 INTRODUÇÃO

A maior parte da região oeste do estado da Bahia é recoberta por seqüências pelíticas e carbonáticas de sistemas deposicionais marinhos, que fazem parte do Supergrupo São Francisco, do Neoproterozóico. São bacias sedimentar de grande extensão territorial e de reconhecido potencial mineral.

Segundo Conceição Filho *et al.* (2003), ocorrências de fluorita e metais-base, principalmente chumbo e zinco são conhecidas a mais de quarenta anos na serra do Ramalho e adjacências. A maioria dessas ocorrências é relacionada ao intervalo entre o topo do membro médio e a base do membro superior da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí. Além desses minerais é grande o potencial de rochas para uso industrial. Calcários calcíticos de alta pureza podem ser usados nas indústrias química e de celulose, dolomitos com teores de 18% a 21% de MgO com aplicação na indústria como fertilizante e calcários negros e dolomitos claros usados como rochas ornamentais.

Devido ao potencial mineral desta região, vários trabalhos têm sido realizados inclusive em escala de detalhe (1:2000), como o trabalho de Miranda *et al.* (1976), que serviu de base neste estudo para a separar entre as rochas carbonáticas, os calcários e os dolomitos.

A seguir serão contextualizadas as áreas de estudo com a geologia regional, local e aspectos fisiográficos.

2.2 - Geologia Regional

As investigações geológicas sobre a Bacia do São Francisco foram desenvolvidas nas décadas de 1970 e 1980, com os projetos Fluorita da Serra do Ramalho (Miranda *et al.* 1976), Projeto Geoquímica do Bambuí (Maron *et al.* 1980) e a Fase 2 do Projeto Fluorita executado pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (Monteiro 1981).

O projeto realizado por Miranda *et al.* (1976) foi pioneiro na região e contou com o mapeamento geológico regional de seis folhas na escala 1: 50.000 com a definição da estratigrafia do Grupo Bambuí na serra do Ramalho. A prospecção geológica foi realizada por métodos geoquímicos e geofísicos e pelo mapeamento geológico em escala 1: 2.000 na serra de Campo Alegre. No levantamento de detalhe foram também realizados furos de sondagem, trincheiras e poços para estudo de mineralizações e da estratigrafia. Foram gerados mapas geológicos na escala 1: 50.000 para as principais áreas onde havia as melhores ocorrências de fluorita e indícios de Pb e Zn, além da apresentação de um mapa integrado na escala 1:100.000. Em 1996, iniciou-se a execução do Projeto Bacia do São Francisco, com objetivo de avaliar o potencial dos minerais, rochas industriais e ornamentais da região. Como um dos produtos, foi elaborado um mapa geológico na escala 1: 250.000 com seleção de áreas recomendáveis para prospecção em escala de detalhe (Conceição Filho *et al.* 2001).

Segundo Sanches *et al.* (2007), as sucessões sedimentares neoproterozóicas do Cráton do São Francisco são constituídas por espessas camadas carbonáticas e siliciclásticas acumuladas em bacias marinhas epicontinentais e em bacias de margem passiva que bordejam a área cratônica. Pelo menos dois ciclos transgressivo-regressivos são reconhecidos durante a evolução das sucessões essencialmente carbonáticas. Essas sucessões formaram o grupo Vazante, Bambuí e Una.

Estratigraficamente a Bacia do São Francisco faz parte da unidade geotectônica denominada Cráton do São Francisco, sendo constituída por um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano, intrudido por granitóides e sienitos do Paleoproterozóico. Sobre o embasamento estão as rochas sedimentares do Grupo Bambuí (Neoproterozóico), que não foram afetadas pelas intrusões magmáticas, e rochas detríticas de Formação Urucuaia (Cretáceo). Sedimentos de idade terciária e quaternária recobrem grande parte da região (Conceição Filho *et al.* 2003). Em estudos realizados na Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e a serra do Luiú, estes autores descrevem estratigraficamente da base para o topo o Grupo Bambuí, nas formações: Jequitai, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. A Formação Jequitai é uma unidade clástica e glaciogênica, e as demais são caracterizadas pela alternância entre seqüências marinhas pelíticas e carbonáticas, com predominância de uma ou outra fácies, refletindo o comportamento cíclico das transgressões e regressões do mar epicontinental do Neoproterozóico. As principais associações litológicas destas formações, bem como o ambiente de deposição, estão apresentadas na coluna estratigráfica (Figura 2.1).

		Coluna Litoestratigráfica	Formação	Associações Litológicas
M a r i n h o	Submaré Rasa	T	Serra da Saudade	Calcarenitos
	Submaré Profunda			Metapelitos
	Submaré Rasa	R	Lagoa do Jacaré 2	Calcarenitos com Metapelitos Subordinados
	Submaré Profunda		Lagoa do Jacaré 1	Metapelitos com Calcarenitos Subordinados
			T	Serra de Santa Helena
	Supramaré Intermaré		R	Sete Lagoas 3
	Submaré Rasa	Sete Lagoas 2		Calcirruditos (TEPEE) e Calcarenitos Calcários Laminados
		T		Sete Lagoas 1
	Glaciogênico	T	Jequitai	Metassiltitos, Metargilitos e Diamictitos
			Precambriano Inferior Arqueano	Granitos - Gnaisses

Figura 2.1 - Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco (Modificado de Conceição Filho *et al.* 2003).

De acordo com Misi *et al.* (2007), as unidades estratigráficas do Grupo Bambuí foram formadas durante dois ciclos tectono-sedimentares: i) Ciclo 1 - sucessão marinha do tipo *shallowing-upward*, iniciando com camadas pouco espessas e descontínuas de dolomitos róseos, argilosos, na base da Formação Sete Lagoas. Acima destes, ritmitos compostos por calcários laminados, com finas intercalações de argila e de silte, que sugere uma transgressão marinha e águas relativamente profundas. No final do ciclo 1, constituindo o topo da Formação Sete Lagoas, ocorrem fácies típicas de sedimentação muito rasa: dolomitos com estruturas oolíticas, brechas intraformacionais e estruturas de ressecamento, revelando uma superfície erosiva de âmbito regional; ii) Ciclo 2 - com deposição de folhelhos e margas da Formação Serra de Santa Helena, caracterizando o início de uma nova transgressão marinha. A sedimentação tende a ficar cada vez mais rasa em direção ao topo, com o aparecimento de calcários oolíticos e pisolíticos da Formação Lagoa do Jacaré.

Segundo Conceição Filho *et al.* (2003) a sequência pelítico-carbonática do Grupo Bambuí, apresenta grande potencial de rochas para indústria e material para uso ornamental. Com destaque está o reconhecido potencial da região para fluorita e metais-base,

principalmente chumbo e zinco. Na serra do Ramalho as mineralizações de metais base são representadas por fracas disseminações em pequenos bolsões de fluorita e calcita. Os bolsões, cujas espessuras variam de poucos centímetros a poucos metros, são semiconcordantes com os calcários dolomíticos encaixantes. As disseminações, por vezes estendem-se à rocha encaixante, onde acompanham a estratificação ou a laminação primária, mas devido as suas pequenas dimensões não constituem jazidas. Os corpos de fluorita, aos quais se associam a sulfetos, obedecem a um controle estratigráfico, mas não estratiforme, sem uma concordância clara dos veios com os estratos da rocha encaixante. A fluorita ocorre também como parte de cimentação de brechas calcárias, com seixos angulosos e associadas a agregados de calcita branca. A fluorita geralmente é de cor roxa, como as das serras de Campo Alegre e Solta, porém mais raramente pode ser encontrada o tipo hialino, relacionado a depósitos secundários. O controle da fluorita presente nos calcarenitos silicosos e magnesianos, do topo da unidade Sete Lagoas 2, com os dolarenitos sobrejacentes da unidade Sete Lagoas 3, é estratigráfico. A idade do Grupo Bambuí ainda é debatida, assumindo um amplo intervalo entre 950 Ma e 600 Ma.

2.3 - Geologia da Área de Estudo

As áreas 1 e 2 propostas neste estudo são constituídas por rochas pertencentes ao Grupo Bambuí. A descrição dos litofácies foram baseadas nos trabalhos de Miranda *et al.* (1976), nas escalas 1:50.000 e 1:2000, e de Conceição Filho *et al.* (2003).

No Projeto Fluorita da serra do Ramalho, Miranda *et al.* (1976) definiram as variações verticais da seqüência carbonática e pelítica, apresentando uma coluna litoestratigráfica, com a individualização de sete unidades aflorantes ao longo de toda a serra. Estas unidades foram denominadas de C1 a C7, onde C designa a rocha carbonática e os números de 1 a 7 designam o empilhamento estratigráfico da base para o topo. Uma unidade não aflorante denominada C0 também foi identificada.

A borda leste da serra do Ramalho apresenta uma das seções mais típicas do Grupo Bambuí na região a oeste do rio São Francisco. Esta região expõe uma seqüência estratigráfica completa, com as camadas delineando um relevo escalonado cujas quebras topográficas marcam muitas vezes os limites entre as unidades, com camadas normalmente horizontais ou com fraco mergulho (Meneses 1986).

As principais características das unidades C0 a C7, que são descritas a seguir, foram retiradas do Projeto Fluorita. Estratigraficamente tem-se da base para o topo: i) unidade C0 constituída por calcilutitos dolomíticos com finas intercalações de folhelhos, calcarenitos escuros e dolarenitos finos; ii) unidade C1 com calcarenitos muito finos a médios, calcários microcristalinos, calcilutitos e um nível pelítico e margoso para o topo; iii) unidade C2 essencialmente carbonática, é constituída por um pacote de 10 a 15 m de calcarenitos finos ligeiramente dolomíticos e de calcários negros recristalizados, e calcarenitos com finas bandas dolomíticas de 8 a 10 m. Também há um pacote de 25 m de calcarenitos e calcilutitos oolíticos-pisolífticos, alternados com calcilutitos e calcilutitos dolomitizados; iv) unidade C3 predomina calcilutitos dolomíticos e dololutito cinza claro e níveis de brecha intraformacional; v) unidade C4

predominantemente pelítica, constituída de folhelhos e siltitos intemperizados com bancos de calcários pretos que se espessam para o topo; vi) unidade C5 há predominância de calcários finos, pretos e fétidos intercalados com calcarenitos e calcilutitos e camadas de folhelhos, com calcirruditos oolíticos-psolíticos na base; vii) unidade C6 constituída por calcarenitos, pretos, maciços, silicificados, intercalados a finos horizontes de calcarenitos oolíticos e níveis dolomitizados; e viii) unidade C7 formada por folhelhos, siltitos e margas intercaladas com níveis de calcário na parte inferior e calcarenitos finos ou calcilutitos escuros intercalados a folhelhos na metade superior.

As unidades C1 a C7 são correlacionadas às formações Sete Lagoas (subdividida em três membros), Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré (subdividida em dois membros) e Serra da Saudade, descritas por Conceição Filho *et al.* (2003) para região da serra do Ramalho (Figura 2.2).

As unidades C2 e C3 da Formação Sete Lagoas apresentam especificamente nas áreas 1 e 2 a predominância de carbonatos e são os enfoques deste estudo.

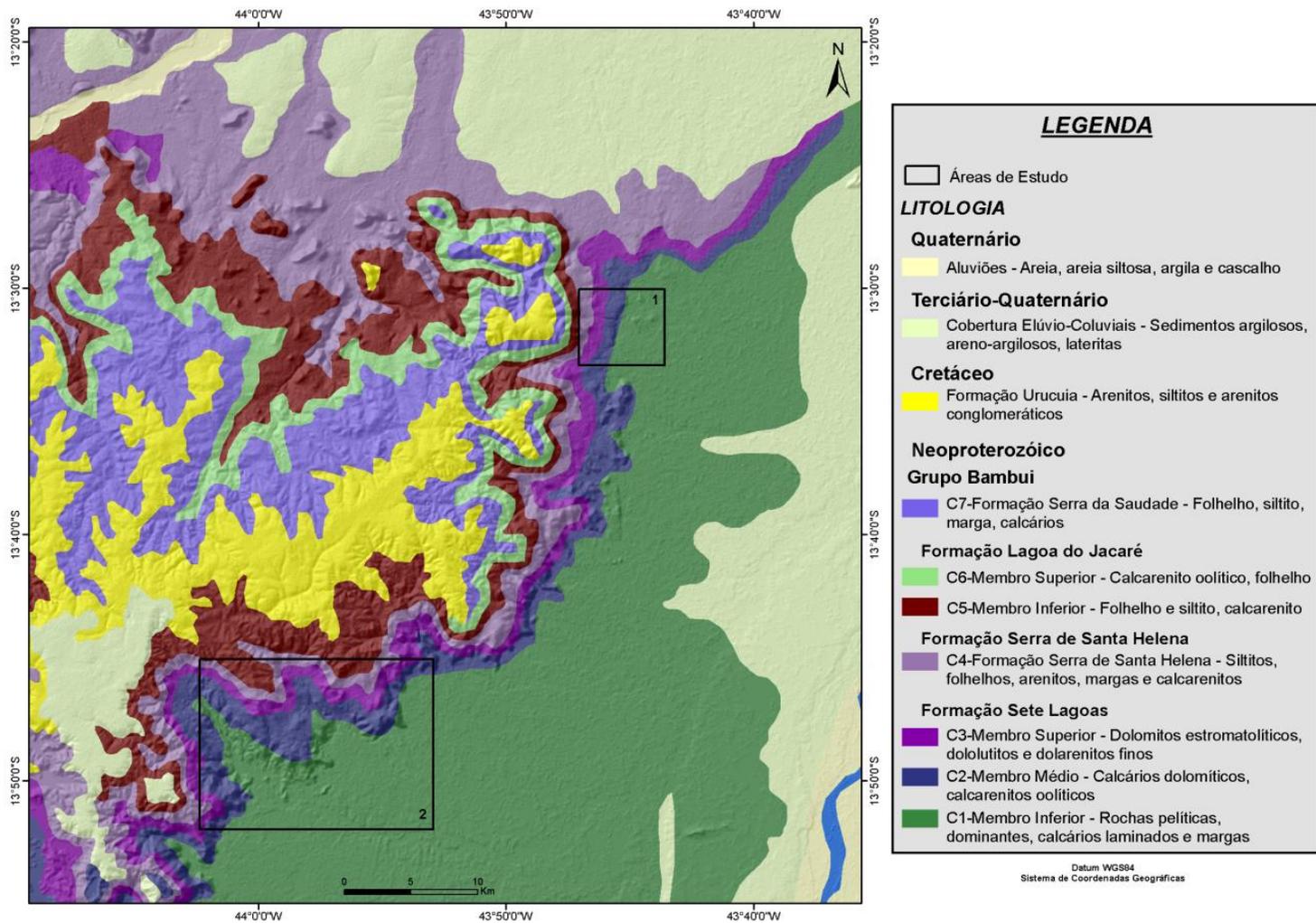


Figura 2.2 - Mapa geológico da região da serra do Ramalho, Bahia, situando as áreas 1 e 2 propostas neste estudo. (Modificado de Conceição Filho *et al.* 2003).

2.3.1 - Formação Sete Lagoas 1 ou Membro inferior (C1)

Aflora em áreas planas e onduladas a partir das margens do rio São Francisco em cota de 450 m. Na maior parte da região leste da serra é constituída por solos vermelho-amarelados, com raros afloramentos, cujo contato com o Membro médio (C2) é difícil de ser definido em campo. É constituído por calcilutitos dolomíticos cinza-esverdeados a roxos, margosos, com estratificação plano-paralela, por vezes plaqueados, com intercalações de siltito, folhelho e marga esverdeada (Figura 2.3), com níveis descontínuos de calcilutitos laminados e calcarenitos escuros finos no topo.



Figura 2.3 - Folhelho cinza esverdeado, muito laminado e fraturado da Formação Sete Lagoas 1.

A presença no topo deste membro de níveis descontínuos de calcários finos e bem laminados, evidencia que o contato com o Membro médio é gradativo. Esta subunidade indica o começo da implantação da plataforma carbonática, representada por uma associação faciológica com alternância rítmica de sedimentos finos e grossos, característica de ambiente de submaré, marcado por sucessivos eventos regressivos e transgressivos.

2.3.2 - Formação Sete Lagoas 2 ou Membro médio (C2)

Esta unidade é constituída predominantemente por extensos afloramentos de calcários bastante expostos, com pouca cobertura vegetal, e que apresentam uma marcante morfologia cárstica com forma de *lápies*. Seu limite com o Membro inferior é marcado por uma abrupta quebra topográfica, a partir de uma escarpa vertical com cerca de 15 m de altura. Apresentam altitude variando entre 490 a 530 m. Os principais afloramentos desta formação ocorrem nas serras de Campo Alegre e Solta, na área 1.

Miranda *et al.* (1976), ao mapearem uma pequena área na serra de Campo Alegre na escala 1: 2000, verificaram grande variação faciológica nesta região, que foram descritas por sete sub-fácies de acordo com o ambiente de sedimentação. As fácies foram seqüenciadas da base para o topo (Figura 2.4) em: i) Fácies 1, englobando as sub-fácies C2a e C2b é constituída

de calcilutitos e calcarenitos finos e maciços e calcilutitos estratificados, de cor cinza escuro, depositados em ambiente calmo. Na serra de Campo Alegre este pacote atinge 10 a 15 m de espessura; ii) Fácies 2 é representada pelas sub-fácies C2c, onde predominam calcarenitos cinza escuro com finas bandas de dolomitos cinza claro, ora em lentes, ora em faixas de 5 metros de espessura que exibem indícios de estruturas algais. O conjunto mede de 8 a 10 m de espessura; iii) Fácies 3, que engloba as sub-fácies C2d, C2d', C2e, C2f e C2g, é constituído por ocorrências de calcilutitos e calcarenitos finos intensamente dolomitizados (C2d), passando para calcarenitos com estruturas oolíticas-psolíticas, ora intercalados com níveis de brechas e dolalutitos subordinados (C2e). Alternam com calcilutitos e calcarenitos finos, dolomitos, níveis oolíticos e/ou intraclásticos subordinados a brechas e dolarenitos silicificados com mineralizações de F, Pb e Zn (C2f). Na sub-fácies C2g, os calcilutitos e calcarenitos apresentam-se em bancos maciços intensamente *lapiasado*.

No campo estas alternâncias faciológicas podem ser observadas devido ao espessamento de suas fácies.

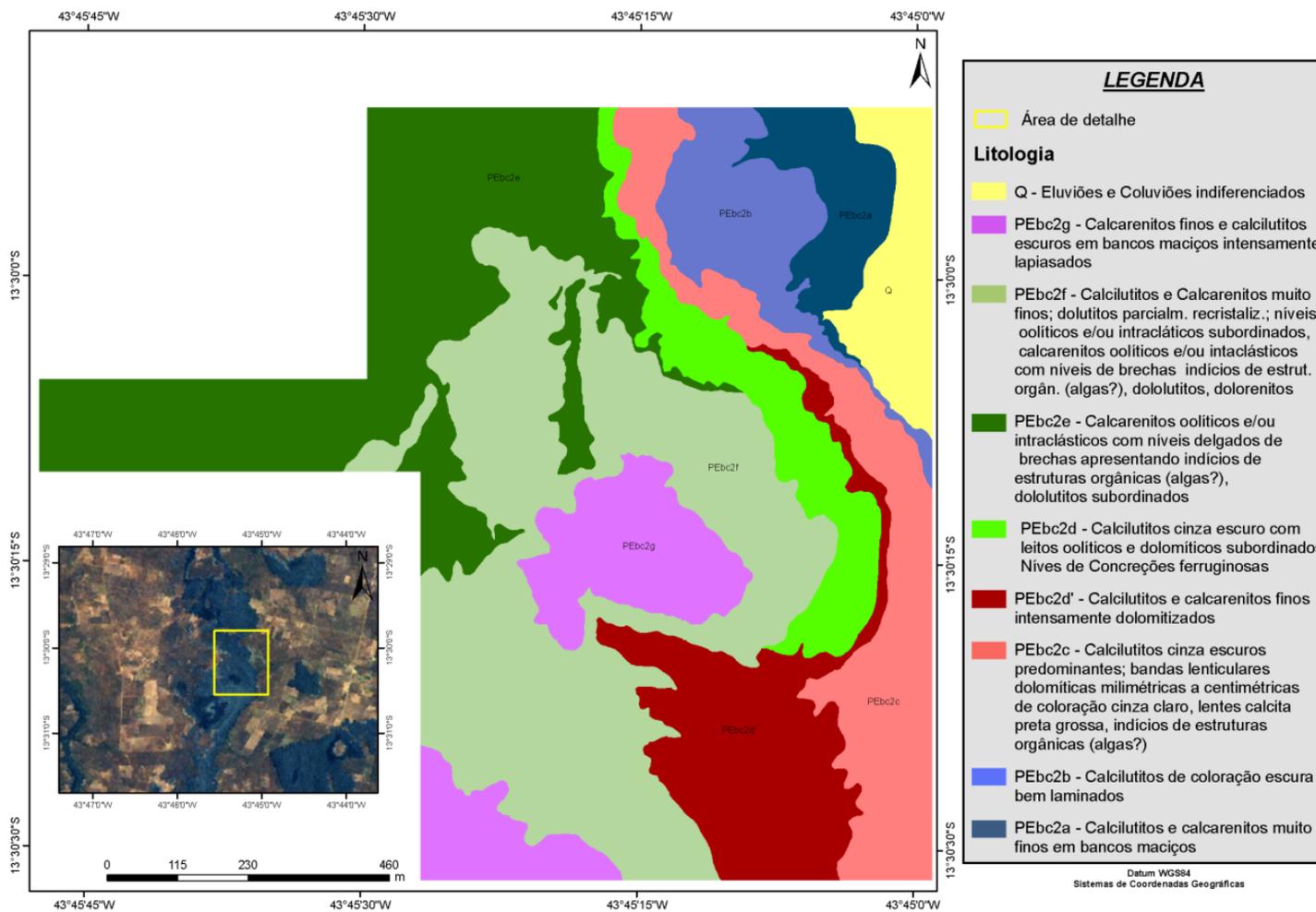


Figura 2.4- Mapa de detalhe da serra de Campo Alegre, na região da serra do Ramalho, Bahia. (Modificado de Miranda *et al.* 1976).

Na Área 1, nas serras de Campo Alegre e Solta, foi possível observar localmente uma variação faciológica dos calcários. Nestas serras há uma predominância de calcários maciços, com granulação variando de fina a grossa e podem apresentar-se em formas de *lápies* (Figura 2.5), laminados ou plaqueados, mostrando juntas de alívio que separam a rocha em placas quase horizontais (Figura 2.6).



Figura 2.5 - Calcilutitos e calcarenitos com formas de *lápies* apresentando placas que se soltam por causa da dissolução presentes na serra de Campo Alegre na Formação Sete Lagoas 2.



Figura 2.6 - Calcarenitos finos, plaqueados com juntas de alívio que separam a rocha em placas quase horizontais.

Localmente ocorrem níveis de calcários oolíticos com composição mineralógica calcítica, oólitos com diâmetro aproximado de 0,2 mm, com coloração cinza médio a escuro. Para o topo ocorrem rochas de composição dolomítica, de cor cinza claro e localmente com estruturas de

ressecamento, podendo exibir bandamento em níveis claros e escuros. Associados aos dolomitos do topo ocorrem níveis de brechas dolomíticas, cimentadas por calcita branca e fluorita.

Na área 2 há uma variação na composição e coloração dos calcarenitos que se apresentam localmente com cor cinza mais claro que os encontrados na área 1 e níveis milimétricos a centimétricos de argilominerais, marcando um bandamento na rocha, (Figura 2.7). Ocorrem também afloramentos com até 30 m de altura de calcários cinza escuro laminados intercalados aos calcarenitos, localmente, com dissoluções de carbonato de cor amarelo avermelhada.



Figura 2.7 – Calcários com intercalações de argilominerais de cor avermelhada, presentes na área 2.

O ambiente de deposição dos calcilutitos laminados e calcarenitos finos, com estratificação plano-paralela, refletem um ambiente de submaré. Já as associações de calcários com laminação algal, calcarenitos oolíticos e calcirruditos com estruturas causadas por ondas indicam ambientes variáveis entre submaré rasa e intermaré.

O contato do Membro intermediário com o membro de topo da formação ocorre com a passagem de calcarenitos escuros para um fácies transicional de calcarenitos dolomíticos cinza claro (Figura 2.8). A continuidade desta gradação termina com o predomínio de dolomitos sobre calcários. Este predomínio é o que caracteriza o Membro superior da Formação Sete Lagoas 3.



Figura 2.8 - Calcarenitos, cinza escuro, com intercalações de dolomitos, cinza claro.

Esta unidade apresenta importância econômica devido as ocorrências de fluorita e metais base, principalmente chumbo e zinco, que estão relacionadas ao intervalo entre o Membro médio e a base do Membro superior da Formação Sete Lagoas. Na serra do Ramalho, na década de sessenta, a extração de fluorita chegou a intensificar-se, para uso como matéria-prima para indústria siderúrgica. Ainda hoje é possível verificar, na área 1, catas em garimpos de cristais de fluorita roxa nas serras de Campo Alegre e Solta (Figura 2.9). Na área 2, não foi observado ocorrência de fluorita.

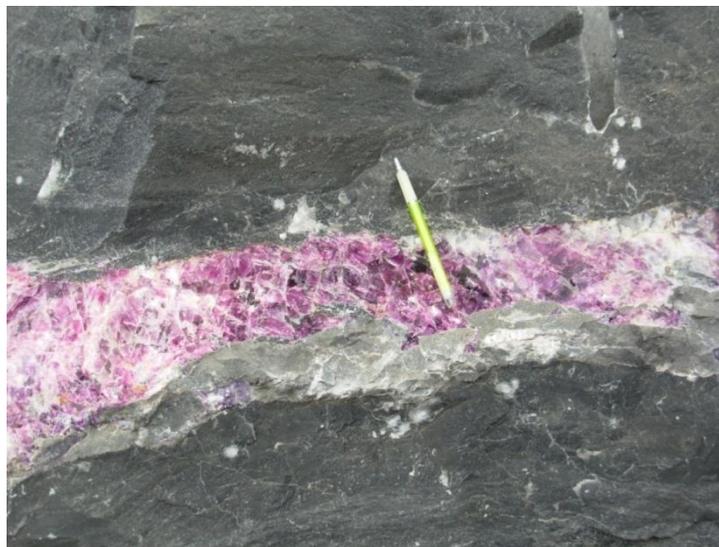


Figura 2.9 - Veio de fluorita roxa e calcita branca em calcários do topo da Formação Sete Lagoas 2.

2.3.3 - Formação Sete Lagoas 3 ou Membro superior (C3)

O Membro superior caracteriza-se por ser uma unidade predominantemente dolomítica, com teor médio de MgO acima de 11%. Está constituído da base para o topo na região oeste da serra do Ramalho por: dolarenitos cinza claro de granulação fina a média com textura maciça

devido à recristalização; dolarenitos cinza-claros a rosado, textura maciça com aspecto sacaroidal em bancos com cerca de um metro, com estratificação cruzada. Com menor frequência, ocorrem bancos de cerca de um metro de doloruditos rosa, com seixos angulosos de dolarenitos, cuja matriz é em parte substituída por vênulas de calcita. Seguidos por dololutitos e dolarenitos cinza-claro, finos com laminação algal (Figura 2.10), com laminações milimétricas, estratificações plano-paralela. Para o topo correm dolarenitos argilosos associados a brechas sin-sedimentares dolomíticas e níveis pelíticos. A ocorrência de estromatólitos é comum no membro superior.



Figura 2.10 - Dolomitos com laminação algal associado a brechas dolomíticas, em rochas da Formação Sete Lagoas 3.

Na área 1, o Membro superior é formado por afloramentos de pequenos blocos arrasados, nivelados à superfície de um solo de cor amarelo-ocre. O principal componente litológico é um dolomito cinza-claro fino associado a brechas de composição dolomítica, com cimentos preferencialmente de calcita, e com fluorita. Ocorrem também brechas intraformacionais dolomíticas com seixos muito angulosos (Figura 2.11) intercalados a calcarenitos e dolarenito com estrutura tipo greta de contração.



Figura 4.11– Afloramento de brecha de composição dolomítica, com cimento de fluorita .

Na área 2 ocorrem dolomitos de cor cinza claro, granulação fina e maciço. O contato entre as formações Sete Lagoas 3 e Serra de Santa Helena não é marcado com clareza no campo, devido aos mantos de intemperismo que constituem os solos que recobrem esta unidade. A morfologia é um critério de distinção marcada pelo relevo mais ondulado. O ambiente de deposição deste membro registra o mais vigoroso dos ciclos regressivos de toda a seqüência do Grupo Bambuí (Conceição Filho *et al.* 2003).

2.3.4 - Formação Serra de Santa Helena (C4)

É constituída predominantemente por folhelhos, argilitos e siltitos com intercalações de margas e rochas carbonáticas. Para o topo ocorrem intercalações de pelitos com calcários pretos, maciços, cortados por veios e bolsões de calcita branca (Figura 2.12) que se intercalam a níveis finos de calcarenito oolítico. É uma unidade praticamente pedogenética e corresponde ao topo dos terrenos acidentados das escarpas orientais e ocidentais da serra do Ramalho.

O contato desta com a Formação Lagoa do Jacaré, que é sobreposta, é marcado pela presença de um horizonte de calcarenito oolítico, sendo este horizonte considerado a base da Fm. Lagoa do Jacaré.



Figura 2.12 - Afloramento típico de calcários pretos, com bolsões de calcita branca; intercalados a níveis pelíticos da Formação Serra de Santa Helena.

2.3.5 - Formação Lagoa do Jacaré (C5 e C6)

Na região da serra do Ramalho esta formação é subdividida em membros inferior e superior. A base do Membro inferior é constituída por calcarenito oolítico, mas predomina o carbonático-pelítico. No Membro superior o calcarenito oolítico preto (Figura 2.13), configura a camada guia que é ressaltada em aerofotos e imagens de satélite, e desaparecem os níveis pelíticos, ocorrendo exclusivamente rochas carbonáticas. O contato entre os membros inferior e superior é marcado por forte quebra topográfica formada por um paredão de calcários pretos silicificados. Dentro do Membro superior ocorrem calcários com formas de dissoluções cársticas semelhantes às descritas para o Membro médio da Formação Sete Lagoas 2.



Figura 2.13 - Afloramento de calcarenito oolítico preto da Formação Lagoa do Jacaré.

2.3.6 - Formação Serra da Saudade (C7)

Esta formação ocorre na parte mais elevada (600 m) da serra do Ramalho e é constituída na parte inferior por folhelhos, margas e siltitos com níveis intercalados de calcários, que se espessam para o topo e passam a predominar na metade superior. Geralmente são calcarenitos finos ou calcilutitos laminados e calcários recristalizados. Nem sempre é possível caracterizar uma seção completa desta unidade, pois em muitos locais é recoberta pelos colúvios provenientes da Formação Urucuia.

2.4 - Aspectos Fisiográficos da Área de Estudo

2.4.1 - Gemorfologia

Segundo Meneses (1986) 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 morfoestruturais que associados à ação de fatores morfoclimáticos gerou diversas superfícies de aplanamento. Desta forma o aspecto geral do relevo é delineado por um desdobramento de superfícies pediplanadas, escalonadas da planície central do rio São Francisco.

A primeira superfície, com cotas de 900 a 1000 m, é representada pelos chapadões areníticos de sedimentos cretáceos da Formação Urucuia, que na região da serra do Ramalho contrastam em morfologia com os relevos cársticos.

A segunda fase de pediplanação elaborou uma superfície com cotas entre 650 – 700 m representada pelo topo das vertentes declivosas das camadas calcárias da serra do Ramalho, constituindo os patamares que orlam a planície na margem esquerda do rio São Francisco.

E a terceira superfície pediplanada é correlacionável ao Ciclo das Velhas (King 1965), atinge cotas de 450 a 600 m, que é o nível topográfico mais baixo da região. Compõem os pisos da ampla depressão do médio São Francisco, o qual ostenta um conjunto de relevo predominantemente plano-ondulado que suavemente diminui em direção ao rio São Francisco. O limite leste da depressão é junto aos flancos dos patamares carstificados, e aparecem como pequenos afloramentos de calcários que constituem os resíduos dos aplainamentos. O relevo na região da serra do Ramalho pode ser visualizado pelo modelo digital de elevação apresentado na Figura 2.14.

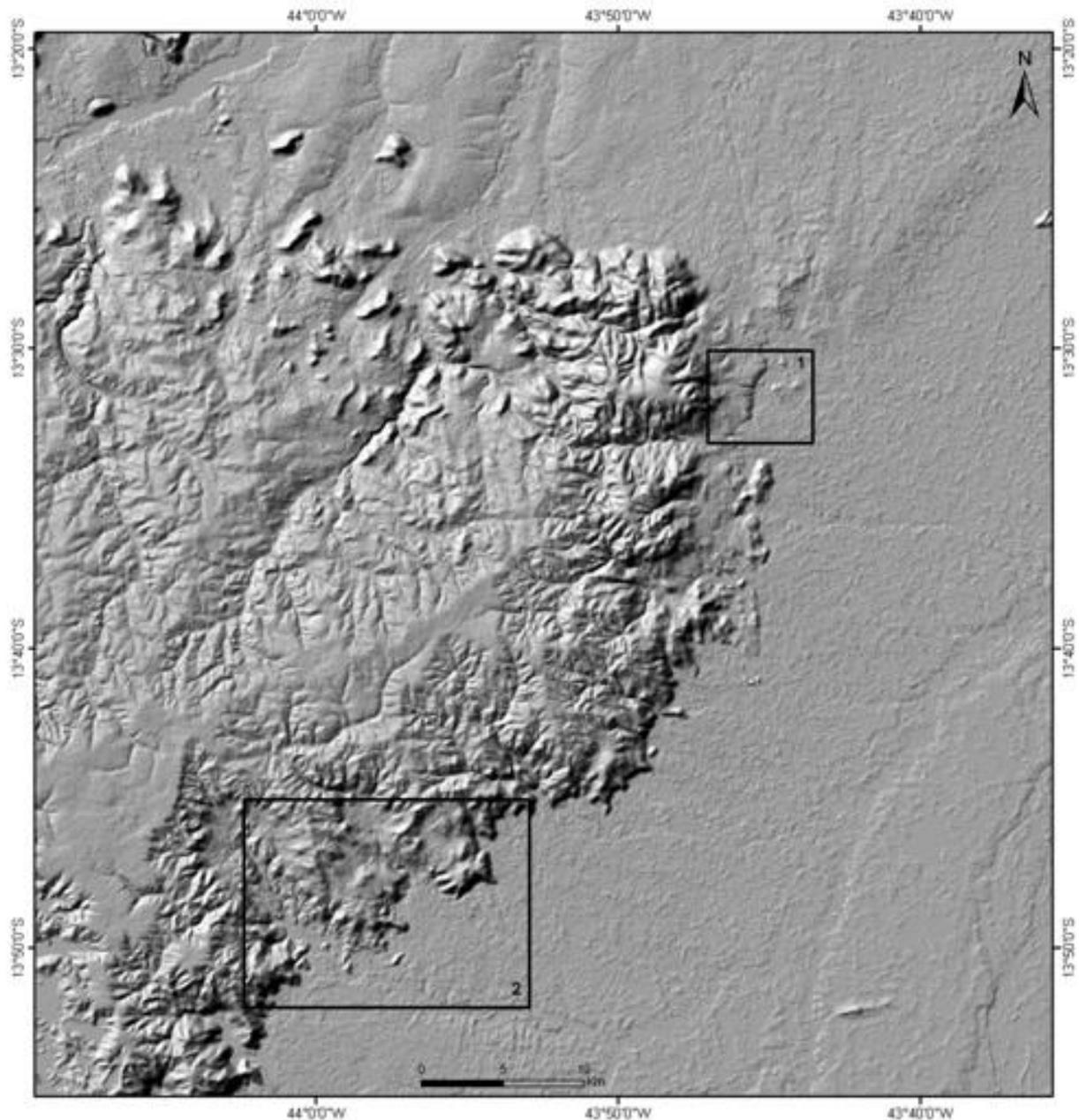


Figura 2.14 – Visão geral do relevo da região da serra do Ramalho, com destaque as áreas 1 e 2 propostas neste estudo (Modificado do modelo digital de elevação do [Shuttle Radar Topography Mission](#) - SRTM).

A área 1 mostra uma variação de relevo marcada por quebras topográficas entre as unidades litológicas. A unidade C1, que é mais pelítica contrasta na paisagem com os calcários bordejantes que definem os limites da serra aqui representada pela unidade (C2). Hoje esta unidade anteriormente coberta por uma floresta decidual, está praticamente desmatada por causa de um grande de assentamento do INCRA na região que contrasta com os patamares rochosos da unidade C2, que apresenta uma morfologia cárstica, com relevo ruiforme e formação de *lápies* que sobressaem na paisagem (Figura 2.15).



Figura 2.15 - Visão geral do relevo ruiforme da área 1, com destaque ao fundo das formas *lápies* presentes na área.

2.4.2 - A Morfologia Cárstica

As unidades carbonáticas da serra do Ramalho exibem belas morfologias cársticas. O destaque morfológico da serra é dado por longos escarpamentos calcários semelhantes a muralhas e pelas formas superficiais de dissolução dos pavimentos rochosos, com predomínio de feições na forma de *lápies* e secundariamente de poços e dolinas. As feições cársticas geram um padrão peculiar de micro relevo, que nos seus detalhes mostram algumas diferenças, que aparentemente podem estar relacionadas às variações de certas características morfológicas.

Segundo Bigarella et al. (1994), uma paisagem cárstica deve apresentar aspectos ruiformes oriundos de processos de dissolução das rochas calcárias, devido ao alto grau de solubilidade e grande resistência mecânica, resultando em formas características denominadas "*lápies*". Estas formas correspondem às caneluras ou sulcos superficiais de dissolução encontrados nas superfícies de rochas calcárias. O tamanho e a direção das canaletas são variáveis. As cristas entre elas são muito agudas devido à corrosão das paredes laterais dos sulcos. Nos *lápies*, as dimensões das depressões e das cristas variam de alguns milímetros a metros e as formas mais comuns variam da ordem decimétrica a métrica. As diferenças de forma e dimensão dependem da textura e estrutura da rocha, bem como dos sistemas de diaclasamento e fraturamento, além das condições climáticas pretéritas e pelas variações do mecanismo de dissolução. O clima também exerce influência na evolução do modelo cárstico. A quantidade de precipitação deve ser suficiente para ocorrer a dissolução e a presença da vegetação, fora dos pavimentos rochosos, deve auxiliar a dissolução pela água pluvial devido a alta porcentagem de CO₂ no solo. O principal aspecto de uma área cárstica é a presença de drenagem de sentido predominantemente vertical e subterrâneo, resultando na ausência de cursos de água superficiais. Entretanto em muitas áreas são nítidos os traços deixados por antigos rios que desaparecem (Christofolletti, 1980). Nas áreas de estudo os riachos e córregos da região são temporários, permanecendo seco a maior parte do ano (Miranda et al. 1976).

Os topos das camadas carbonáticas com *lápies* constituem pavimentos rochosos, que parecem se formar por um tipo de erosão que provoca o desprendimento de placas ou blocos de rochas ao nível dos planos de acamamentos, expondo uma nova superfície ao ataque corrosivo, que forma feições de *microlápies* e caneluras. Neste processo os pavimentos rochosos parecem levar a um rebaixamento em massa da superfície topográfica. Nestes pavimentos despidos de vegetação evidenciam a ação meteórica das águas pluviais e sua rápida percolação por canais subterrâneos. Esta percolação é dirigida ao longo das juntas e planos de acamamento, constituindo *lápies* com feições bem desenvolvidas, e salientes pontões extremamente agudos e cortantes.

Na área 1, na unidade C2, os *lápies* variam de alguns poucos centímetros a cerca de 3 a 4 metros de altura. Aparentemente, a intensidade de diaclasamento ou a composição mineralógica e textural das rochas diferenciam as formas cársticas das unidades carbonáticas. Algumas diferenças mínimas, tais como a granulação e a variação composicional podem influenciar na taxa de processos erosivos de dissolução entre os calcários. Entre os calcários fraturados, aqueles mais grosseiros parecem ser mais permeáveis e favoráveis a uma dissolução mais rápida, formando nestas áreas *lápies* de mais de 3 metros de altura (Figura 2.16), resultando em pequenos desníveis topográficos que sugerem uma variação de fácies.



Figura 2.16 - Afloramento de calcários na serra de Campo Alegre mostra as formas características de *lápies* “ponta de faca”, e o desprendimento de placas ou blocos de rochas ao nível do plano de acamamento.

Na unidade dolomítica (C3), apresentam afloramentos ao nível do chão com rochas revestidas por uma capa dura de material, proveniente da dissolução e de cor cinza claro. Seu contraste com as unidades *lapiasadas* (C2) é marcado, sobretudo, porque sobre ela desenvolve-se uma cobertura vegetal que realça mais o limite morfológico com o contato geológico como pode ser visto em fotos e imagens (Figura 2.17).



Figura 2.17 - Afloramento de dolomitos da unidade C3, mostra ao fundo o predomínio de uma vegetação mais exuberante.

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 a erosão. O solo de alteração é contínuo, surgindo apenas alguns blocos de rochas enterrados. As drenagens superficiais são mais evidentes nas unidades C4 e C5, mas rapidamente desaparecem nos sumidouros da unidade dolomítica sotoposta (C3), que fica bem visível nas imagens da área.

A mesma morfologia cárstica, com formação de feições na forma de *lápies*, bem como as quebras topográficas marcada pelas unidades C1 e C2 são também encontradas na área 2.

As variações de relevo e as feições cársticas observadas nas áreas de estudo podem ser discriminadas nas imagens ASTER, principalmente pelas variações texturais marcadas pela distribuição dos níveis de cinza.

CAPÍTULO 3

MATERIAL E MÉTODOS

Foram utilizados neste estudo como base de dados de referência mapas geológicos, imagens do sensor ASTER e medidas espectrorradiométricas de amostras coletadas em campo.

Os mapas geológicos que serviram para validação das interpretações geológicas foram o Mapa Geológico do Projeto Fluorita na Serra do Ramalho nas escalas 1: 50.000 e 1: 2000 e o mapa da Bacia do São Francisco entre Maria da Vitória e Iuiú na escala 1: 250.000 (Conceição Filho *et al.* 2003).

A imagem utilizada do sensor ASTER foi obtida em 01 de outubro de 2006, com nível 2B05S denominado *Earth Surface Reflectance Swir* (30 m), com seis bandas espectrais da região do infravermelho de ondas curtas no intervalo de 1,6 a 2,5 μm . Para se obter os valores de reflectância de superfície a partir dos dados 2B05S é necessário dividir todas as bandas por 1000. A imagem foi adquirida com correção dos efeitos da atmosfera, de *crosstalk* e geometricamente para o datum WSG 84, projeção UTM/ zona 23S (ERSDAC 2008).

Os espectros de reflectância das amostras coletadas no campo foram obtidos em laboratório com o espectrorradiômetro PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*), fabricado pela Integrated Spectronics Pty Ltd, versão 2.2, que cobre a faixa do SWIR (1,3 a 2,5 μm) e tem resolução espectral de 2 nm.

Nas análises geoquímicas, a determinação dos óxidos de silício (SiO_2), titânio (TiO_2), alumínio (Al_2O_3), ferro (Fe_2O_3), magnésio (MgO), cálcio (CaO), manganês (MnO_2) e dos elementos traços (Pb, Cd, Cu, Zn) foram feitas com o espectrômetro de absorção atômica (EAA), marca PERKIN ELMER, modelo 603, e um espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma da marca Spectro Analytical Instruments GmbH, modelo Spectroflame-Fvmo3, utilizando nebulizador Meinhard e demais condições operacionais de acordo com as especificações do fabricante. As análises foram realizadas pelo Laboratório de Geoquímica do IG/UnB.

Nas análises de matéria orgânica em amostras de rocha foi utilizado o método de análise Termogravimétrico (ATG) pelo Laboratório de Análise Química da EMBRAPA/CPAC.

Para aquisição das curvas espectrais utilizou o programa *PIMA SP Acquisition*, versão 2.2 e para visualização e análise dos espectros *PIMA View*, versão 3.1.

Para o processamento e análise digital dos dados e imagens foram utilizados os seguintes aplicativos: *Environment for Visualizing Images* – ENVI®, versão 4.5, utilizado para o processamento das imagens ASTER; ArcGis®, versão 9.3, (ESRI®) para integração dos dados e elaboração de mapas georreferenciados.

3.1. Etapas e Métodos de Trabalho

As unidades geológicas de interesse a este estudo foram separadas com base na análise do mapa geológico de detalhe e dados de campo, com o objetivo caracterizar as variações faciológicas dos carbonatos presentes na área e incluíram cinco etapas fundamentais:

amostragem, dados petrográficos, dados espectrorradimétricos, dados de geoquímica e o processamento digital de imagens. Na Figura 3.1 é apresentado um resumo das etapas e métodos adotados neste trabalho.

3.1.1- Amostragem de Campo

Foram realizadas três etapas de campo com objetivo de coletar amostras representativas das unidades mapeadas na área.. Durante a coleta foram avaliadas características como cor, textura, grau de compactação, micro-relevo, fraturamento e posição estratigráfica na área.

Foram coletadas 55 amostras de rochas, sendo a maioria de calcários e dolomitos quase sempre frescos e alguns com mineralizações de fluorita. Durante a etapa de campo, foi possível identificar tipos característicos de calcários que foram separados segundo: i) variação da granulometria de fina a grossa; ii) variação de cor entre preto a cinza; iii) presença de feições cársticas, como os *lápies*; iv) presença de fraturas e v) presença de alterações.

Para separar os dolomitos foram adotados como critérios, em campo, verificar a não reação com o ácido clorídrico (HCl), a observação que sua cor predominante é cinza mais claro, e que às vezes apresenta uma capa de alteração de cor branca. Também se observa, que os dolomitos aflorantes da unidade C2 geralmente não estão associados a feições de *lápies* e ocorrem intercalados aos calcários. Na unidade C3, quando aflorantes, apresentam afloramentos característicos ao nível do chão.

Os pontos amostrados estão representados no mapa de pontos (Figura 3.2).



Figura 3.1 - Resumo das etapas e métodos de trabalho.

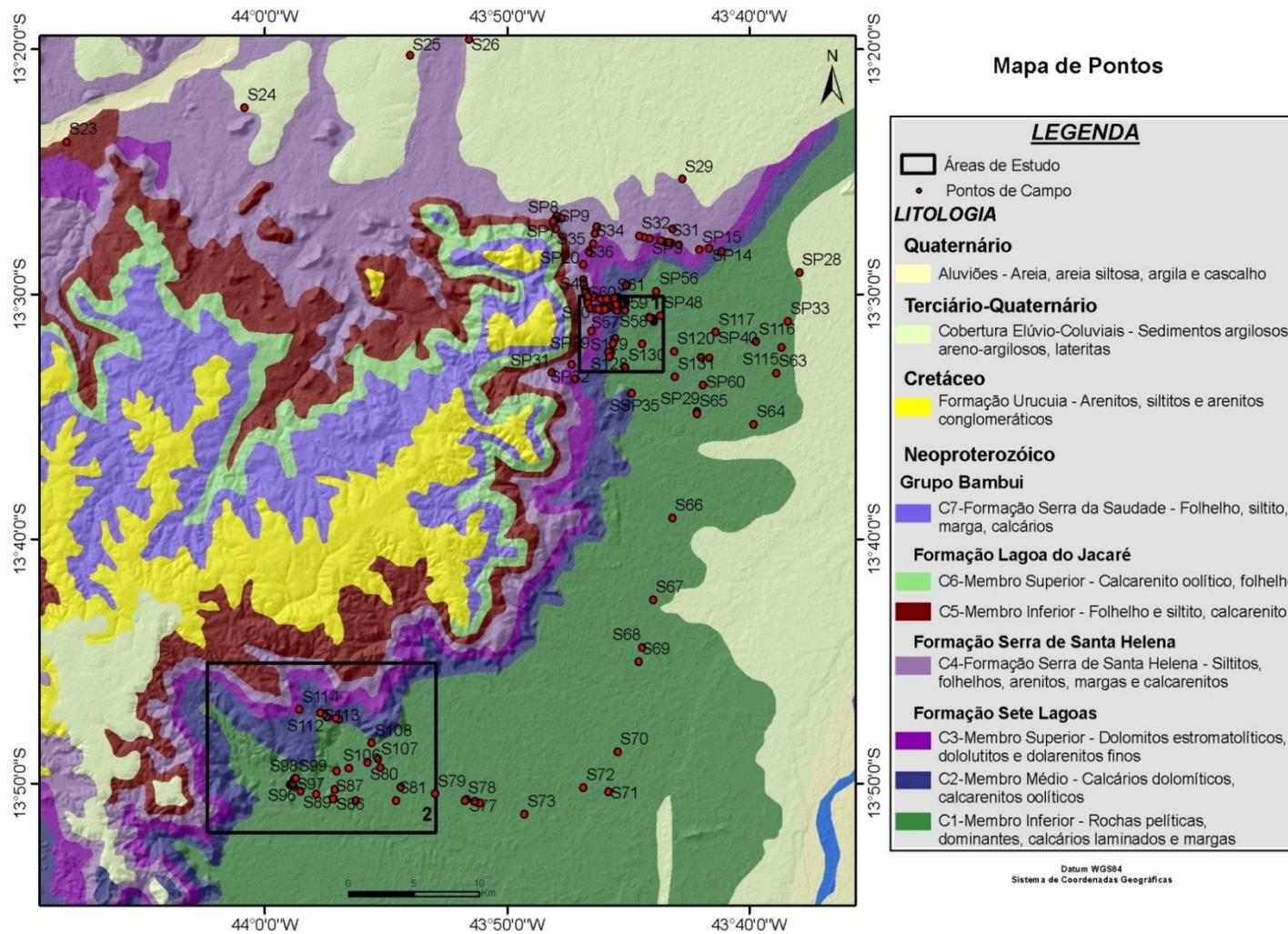


Figura 3.2 - Mapa de Pontos (Modificado de Conceição Filho *et al.* 2003).

3.1.2 - Análise Petrográfica

Foram confeccionadas trinta e oito lâminas delgadas que representam as diferentes unidades litológicas das áreas de estudo. As amostras foram selecionadas tomando como base as variações granulométricas, de cor e a composição química (Anexo 1).

Cada lâmina foi descrita petrograficamente com base na mineralogia de seus constituintes e ambiente de sedimentação. Foi utilizada a solução de Alizarina em algumas lâminas visando à separação de dolomitos dos calcários. A reação desta solução, com os calcários geralmente apresenta uma coloração vermelho escuro. No entanto, sempre que possível, a separação entre dolomitos e calcários foi feita com base nas características mineralógicas, complementadas com a verificação da reação do HCl na rocha.

As lâminas delgadas foram preparadas pelo método tradicional, procurando representar as porções menos alteradas da rocha.

3.1.3 - Análise Química

Para as análises geoquímicas foram selecionadas vinte e cinco amostras cominuidas na fração pó. Estas amostras foram selecionadas visando a qualificação e a quantificação dos carbonatos estudados, bem como para validação dos dados oriundos da espectrorradiometria.

Nas análises geoquímicas foram determinados percentuais de óxidos de: silício (SiO_2), titânio (TiO_2), alumínio (Al_2O_3), ferro (Fe_2O_3), magnésio (MgO), cálcio (CaO) e manganês (MnO_2). Em partes por milhão foram identificados os elementos traços (Pb, Cd, Cu e Zn).

Para análise de matéria orgânica foram selecionadas doze amostras, cominuidas na fração pó, que foram separadas de acordo com as análises macroscópicas, petrográficas, química e espectral.

3.1.4 - Medidas Espectrorradiométricas

O instrumento utilizado para medidas foi o espectrorradiômetro de reflectância PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*). O PIMA não necessita de iluminação solar, pois utiliza uma fonte de iluminação independente. Para a calibração das medidas é utilizado um padrão de referência interno, necessitando ao usuário apenas acionar esta calibração sempre que o aparelho solicita nova calibração. A medição para obter a curva espectral é realizada em uma área de aproximadamente 10 mm por 2 mm na amostra.

Foram realizadas medidas de reflectância para todas as amostras coletadas em campo. Cada amostra foi medida em todas as suas faces (fresca e exposta), com o cuidado de observar as diferenças na resposta espectral associadas às variações texturais, especialmente, de micro-relevo. Devido à cor cinza escuro da maioria das amostras de carbonatos, foi necessário realizar várias medidas variando o fator de integração do espectrorradiômetro, com objetivo de obter espectros com menos ruídos. Para obter os espectros padrões para cada amostra foi feita uma média aritmética das medidas espectrais. As médias foram obtidas utilizando a função Spectral Math do programa ENVI ®.

Com base na análise dos dados petrográficos foram realizadas novas medidas espectrorradiométricas, sempre que na descrição da lâmina se constatava a presença de mais de uma camada, separada por variação composicional ou granulométrica. Esta medida foi tomada com o objetivo de certificar se o espectro obtido, anteriormente na rocha, correspondia às variações observadas na petrografia. Para as amostras com análise química de matéria orgânica foram realizadas medidas na fração pó. As medidas das amostras em pó foram realizadas utilizando um recipiente de vidro especial (*petri dish*), que tem uma calibração especial para leitura no PIMA.

Os espectros coletados foram separados em grupos de acordo com as descrições petrográficas, a composição química e as características de suas feições de absorção e analisados utilizando o programa *PIMA View*. Com este programa foi realizada uma classificação semi-automática utilizando a biblioteca espectral do PIMA e determinados os comprimentos de onda das feições de absorção, sua profundidade, largura, assimetria e o pico de intensidade de absorção.

As medidas espectrorradiométricas visaram o conhecimento da resposta espectral das amostras, com base nas variações de granulometria, cor, composição química e sua associação com a unidade litológica. Cada curva espectral obtida foi salva no formato *txt*, e organizadas para cada grupo de amostras em uma biblioteca espectral. Com base nas assinaturas espectrais obtidas para cada tipo de carbonato, foi criada uma biblioteca espectral de referência, que foi reamostrada para a resolução do sensor ASTER

3.1.5 - Processamento Digital

Foi utilizada uma imagem do sensor multiespectral ASTER de 01 de outubro de 2006, com seis bandas espectrais da região do infravermelho de ondas curtas no intervalo de 1,6 a 2,43 μm .

As bibliotecas espectrais de referência reamostrada para o ASTER, para cada tipo de carbonato, foram utilizadas na classificação espectral da imagem visando avaliar a separabilidade dos calcários e dolomitos na região do SWIR. Foram utilizadas as bibliotecas espectrais do USGS (Clark *et al.* 1990) como referência para análise das curvas espectrais. Para verificar a possibilidade de separar os calcários dos dolomitos foram aplicadas razões de bandas e o índice de calcita utilizando as razão das bandas $(6*9)/(8*8)$, para o intervalo do infravermelho de ondas curtas (Ninomiya 2004).

Para o processamento digital das imagens ASTER, foram utilizadas técnicas de processamento digital desenvolvidas para sensores hiperespectrais, adaptadas aos dados do sensor multiespectral ASTER, utilizando a ferramenta *Spectral Mapping Wizard* do ENVI® para gerar a classificação espectral *Spectral Angle Mapper* - SAM. Esta classificação compara os espectros de referência, de biblioteca de amostras de campo, laboratório ou obtidas dos *pixels* da imagem. A classificação SAM determina a similaridade espectral entre esses espectros, que são convertidos em vetores num espaço n-dimensional (n = número de bandas), com base na distância entre os mesmos, medida em radianos (Kruse *et al.* 1993). Para cada um dos

espectros de referência, o classificador SAM gera uma imagem, denominada *rule image*, cujos pixels, representam individualmente tais ângulos e quanto menor é o valor do pixel maior é a probabilidade ser composto pela amostra de referência. As imagens *rules* geradas podem ser representadas em uma composição colorida, permitindo analisar os resultados de cada um dos espectros de referência classificado.

CAPÍTULO 4

MEDIDAS ESPECTRAIS

A utilização de técnicas de sensoriamento remoto multiespectral e hiperespectral para discriminação de materiais geológicos está baseada nas diferenças existentes entre os comportamentos espectrais de minerais e rochas.

O intervalo de comprimento de onda do visível ao infravermelho de ondas curtas (0,4 e 2,5 μm) tem sido utilizado em espectrorradiometria de laboratório, por apresentar as melhores feições espectrais diagnósticas de minerais e rochas (Hunt & Salisbury 1971, 1976; Hunt 1977, 1979; Crowley 1986; Gaffey 1987; Meneses 1986; Clark 1990). Nestes trabalhos os autores detalharam o comportamento espectral de diferentes tipos de rochas e caracterizaram por meio de curvas espectrais os padrões de reflectância em função de suas composições mineralógicas. As medidas de reflectância obtidas nestes experimentos servem como parâmetros de comparação para os dados de sensores de alta resolução espectral.

Experimentos espectrorradiométricos são importantes em sensoriamento remoto, pois a partir deles é possível analisar e interpretar o significado da informação espectral contida na imagem. Nesse sentido há uma constante preocupação em caracterizar o comportamento espectral dos diferentes materiais com base na identificação de feições de absorção e reflectância.

Os processos de interações entre a energia eletromagnética e a matéria podem ser estudados em laboratório utilizando espectrorradiômetros que medem a energia refletida da superfície do alvo e a representa na forma de curvas espectrais.

Os espectrorradiômetros de reflectância são instrumentos que realizam medidas do fator de reflectância que é obtido em percentagem tomada sobre o alvo, pela medida tomada de uma referência. Este fator é medido por um sensor, gerando um espectro de reflectância contínuo no intervalo de comprimento de onda medido pelo instrumento, que pode ser do visível ao infravermelho de ondas curtas, dependendo do equipamento utilizado. Os espectrorradiômetros representam um recurso técnico eficaz na identificação rápida de minerais e suas variações em termos de composição química.

Diversos estudos utilizando dados espectrorradiométricos têm sido realizados para mapeamento geológico, em especial para áreas associadas aos processos de alteração hidrotermal, que são potenciais para a pesquisa de depósitos minerais. Estes estudos são geralmente baseados na associação de certos minerais com o processo hidrotermal, tais como os óxidos e hidróxidos que mostram feições espectrais características que permitem sua identificação remota (Hunt 1980; Ferreira Jr. 1993; Clark 1999; Ducart 2004). Na literatura há poucas referências para caracterização de rochas carbonáticas com destaque aos trabalhos realizados por Hunt & Salisbury (1971), Gaffey (1986, 1987) e Meneses (1986).

Neste capítulo são apresentadas as fundamentações teóricas de espectrorradiometria, baseadas nos conceitos apresentados por Meneses & Madeira Netto (2001), seguidos de uma abordagem sobre a caracterização espectral dos carbonatos.

4.1- Fundamentação Teórica

A espectrorradiometria de reflectância é uma técnica que tem a função de medir em diferentes comprimentos de onda a energia eletromagnética refletida da superfície dos objetos e representá-la na forma de um gráfico que se denomina de curva de reflectância espectral.

Quando a medida espectrorradiométrica é feita no laboratório, sob condições bastante controladas, os valores de reflectância de cada comprimento de onda são função direta da composição química do objeto, o que permite ao intérprete avaliar algumas características de sua natureza, tais como sua composição, constituição e arranjo dos seus componentes, entre outras.

Todos os materiais na natureza possuem características físico-químicas peculiares, interagindo diferentemente com a radiação eletromagnética (REM). Na interação da energia com a matéria observam-se dois processos: i) em nível macroscópico, explicado pelo modelo ondulatório, que considera que a REM se propaga na forma de uma onda, cuja interação com as superfícies dos objetos é controlada por suas propriedades físicas como o tamanho, forma e a textura, com o tamanho da onda. ii) em nível atômico-molecular, explicado pela Teoria Quântica, que interpreta a REM como forma de energia medida em valores de quanta ou fótons. Sua interação com a matéria depende da relação de intensidade de energia REM com a energia contida nos átomos e moléculas do material.

Macroscopicamente as medidas de reflectância são controladas pelas propriedades ópticas do material, envolvendo a refração, reflexão e espalhamento conforme sejam as características da superfície do material. Para fins práticos, considera-se que dos fatores macroscópicos que mais controlam a reflectância nas medidas feitas em campo ou com amostras de materiais coletados, são os relacionados às características físicas e texturais, que dependentem do arranjo textural dos elementos, da forma, tamanho, estrutura e ainda no caso das rochas e solos da granulometria, esfericidade e compactação dos grãos. As superfícies podem ser consideradas lisas ou rugosas e sua classificação depende do comprimento de onda e do ângulo de incidência da REM. Na superfície lisa ocorre reflectância do tipo especular e a energia incidente é refletida em uma única direção, perpendicular a radiação incidente. Na superfície rugosa, a energia incidente é refletida em todas as direções. As irregularidades de uma superfície rugosa podem causar a difusão da radiação refletida em várias direções. Em sensoriamento remoto as reflectâncias difusas são bastante comuns na maior parte dos alvos terrestres, como nos solos, rochas e vegetação, que apresentam superfícies irregulares difusoras.

A granulometria e a forma dos grãos são importantes para o estudo espectrorradiométrico das rochas, pois a quantidade de energia absorvida e refletida pelo grão é dependente do seu tamanho. A diminuição do tamanho das partículas dos minerais da rocha ou

do solo é geralmente acompanhada de um aumento do albedo. Define-se albedo como o valor médio da reflectância medido num dado intervalo de comprimento de onda. Esta relação é dependente da densidade óptica do material (opacidade) e varia em função do tipo de rocha ou do intervalo espectral considerado. Quanto à densidade óptica os materiais podem ser classificados em termos de seu comportamento espectral como: transparentes, opacos e transopacos. Espectralmente um material é dito transparente, quando não apresenta feições de absorção nas regiões do visível e infravermelho. Opaco quando absorve toda a radiação e, transopacos, quando numa porção do espectro o material absorve a radiação e na outra exibe alta reflectância. Em geral, com a redução do tamanho das partículas, a reflectância de materiais transparentes aumenta, mas para materiais opacos a reflectância diminui. No caso dos minerais transopacos, quanto menor for o tamanho das partículas maior será a intensidade das feições de absorção da REM. Na natureza, a maioria dos materiais tem comportamento transopacos.

O empacotamento das partículas também contribui para as variações de albedo. Quanto maior for a compactação dos grãos, mais lisa se torna a superfície e como consequência, mais refletora, embora o contrário possa ocorrer na faixa de 1,0 a 2,0 μm para alguns materiais. Em alvos naturais, esses efeitos são ainda superpostos pelas influências das formas das estruturas da superfície (micro-relevo), que geram, conforme as direções de iluminação maior ou menor sombreamento ou especularidade, influenciando fortemente a intensidade da reflectância.

A geometria de iluminação tem importância na resposta espectral. Tanto no campo como no laboratório é importante definir a melhor relação geométrica relativa entre as posições da fonte de iluminação, objeto e sensor. No caso das imagens de satélite, as medições da reflectância são influenciadas pelas variações da luminosidade, em decorrência da disposição e orientação do relevo.

Nas interações microscópicas a REM é capaz de penetrar numa finíssima camada da superfície dos objetos, de 10 a 50 micrometros de espessura. Essa espessura é suficiente para que a interação da REM se faça em nível microscópico com os elétrons ou moléculas do material, relacionando-se com a composição ou a constituição dos materiais. Essas interações em nível de átomos e moléculas têm importância para o sensoriamento remoto, pois todos os materiais diferem entre si em função de seu arranjo atômico molecular. As interações microscópicas são responsáveis por determinadas feições de absorção espectral cujas características dependem da composição mineralógica da rocha, do tipo de estrutura interna dos constituintes, do tamanho dos seus raios iônicos, das forças de ligação e das impurezas iônicas contidas no material. A posição e a forma das feições espectrais dos minerais são mantidas inalteradas no espectro das rochas e a intensidade com que aparecem depende da forma de interação da rocha e a radiação.

As bandas de absorção que aparecem nos espectros dos materiais são causadas geralmente por dois processos, um que ocorre no nível de elétron e o outro em nível molecular denominados de transições eletrônicas e vibracionais, respectivamente. No nível eletrônico, as transições são mudanças do nível de energia dos elétrons, acoplados aos íons, que compõem a rede cristalina. No nível molecular, as transições dos níveis energéticos ocorrem entre as

ligações que unem os átomos da molécula. Essas transições consistem em certos tipos de movimentos vibracionais dessas ligações. As transições eletrônicas e moleculares ocorrem quando a radiação incidente é absorvida, excitando um processo interno no átomo ou na molécula. A REM será absorvida somente quando houver energia suficiente para proporcionar a transição de um nível energético para outro de energia superior. Assim, a curva espectral desse material mostrará para esse nível energético uma forte feição de absorção em determinado comprimento de onda. Como a distribuição dos níveis energéticos difere de um material para outro, a quantidade de energia a ser absorvida em determinado comprimento de onda é função da composição dos materiais. Assim, a intensidade e a posição que as feições de absorção ocupam numa curva espectral são uma “assinatura espectral” daquele mineral.

As transições eletrônicas são responsáveis por todas as feições de absorção espectral existentes no intervalo do visível ao infravermelho próximo (0,38 a 1,1 μm). Ocorrem nos íons que apresentam elétron desaparelhado, particularmente do grupo de metais de transição (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn). No intervalo de 0,38 a 1,1 μm , muitos minerais, comuns nos materiais naturais, tais como o silício, alumínio, potássio, cálcio e outros não apresentam níveis energéticos cujas transições possam gerar feições espectrais. Dessa forma, não se pode obter para esse intervalo, por espectrorradiometria de reflectância, informações sobre a composição total do material, mas apenas particularidades de certos elementos ou íons presentes na sua estrutura.

As feições espectrais que resultam processos vibracionais moleculares ocorrem na região do infravermelho de ondas curtas, além de 1,1 μm até o infravermelho termal. São caracterizadas por feições muitas vezes mais intensas que as dos processos eletrônicos e resultam de mudanças energéticas do estado estacionário de vibração das ligações das moléculas.

As vibrações moleculares podem ser descritas a partir de movimentos simples, correspondendo a pequenos deslocamentos relativos entre os átomos da molécula, em relação à posição inicial de equilíbrio. Existem dois tipos de vibrações moleculares: as que provocam contração e distensão periódica, chamada vibração de estiramento, e aquelas que causam dobramentos ou torção da molécula, denominada de vibrações deformacionais. Cada vibração pode ocorrer em valores aproximadamente múltiplos da frequência fundamental original. As vibrações adicionais são denominadas harmônicas e podem ser do tipo “*overtone*”, quando envolvem múltiplos de uma frequência fundamental única e “*combination tone*,” (dobramento + estiramento) no caso de apresentar diferentes tipos de vibrações. Feições devido às vibrações *overtones* e *combination tones* são típicas entre os comprimentos de onda de 1,2 a 5,0 μm .

No infravermelho de ondas curtas, o que se observa são *overtones* e *combination tones* resultantes de vibrações fundamentais de alta frequência envolvendo principalmente os grupos CO_3^{-2} , BO_3^{-2} , PO_4^3 , OH^- e H_2O . Entre estes grupos o CO_3^{-2} é de interesse relevante nesse estudo. Este grupo de simetria trigonal plana quando aparece isolado em carbonatos de fórmula geral MCO_3 (onde M= Ca, Mg, Fe, Mn, Sr, B).

As variações das composições das rochas carbonáticas podem ser espectralmente identificadas pelos seus minerais carbonáticos dominantes. No intervalo do infravermelho de ondas curtas, entre os comprimentos de onda de 2,0 a 2,5 μm , os carbonatos apresentam cinco feições de absorção características, resultantes de *overtones* e *combination tones*. O intervalo de valores da posição observada significa que cada banda pode variar sua posição no espectro dentro de certo intervalo de comprimento de onda, conforme a posição das feições vibracionais observadas para o grupo dos carbonatos apresentadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1- Principais feições vibracionais observadas para o grupo dos carbonatos (Modificado de Hunt & Salisbury 1971).

<i>Combination tones / Overtones</i>	Posição geral (μm)	Posição observada (μm)	Posição calculada (μm)
$v_1 + 2v_3$	2,550	2,550 – 2,500	2,530
$3v_3$	2,350	2,350 – 2,300	2,330
$v_1 + 2v_3 + v_4 + 3v_1 + 2v_3$	2,160	2,160 – 2,100	2,140-2,130
$2v_1 + 2v_3$	2,000	2,000 – 1,970	1,980
$v_1 + 3v_3$	1,850	1,870 1,850	

Os minerais de composição carbonática como a calcita (Ca), dolomita (Mg), rodocrosita (Mn) e siderita (Fe) apresentam as cinco feições de absorção originadas de *overtones* e *combination tones* em função das excitações fundamentais do ânion CO_3^{-2} . Duas dessas absorções, que ocorrem em comprimentos de onda maiores, em 2,50 - 2,55 μm e em 2,30 - 2,35 μm , são mais intensas e exibem uma feição dupla devido à estrutura mineral e ao sítio do ânion. As outras três bandas de absorção em 2,160 μm , 2,000 μm e 1,850 μm apresentam como características a presença de pequenas saliências ou ombros laterais a banda de absorção. Esses diferentes comprimentos de onda em que as bandas de absorção ocorrem são função das diferenças de massas dos cátions, da mineralogia primária, da estrutura do cristal e do seu sítio de simetria (Meneses & Madeira Netto. 2001).

4.2 Caracterização Química dos Carbonatos

O termo carbonato é usado para referir-se a minerais que contém o íon CO_3^{-2} . O mais comum é o calcário ou carbonato de cálcio. Os carbonatos são materiais comuns na terra. Dependendo do sistema cristalino que apresentam os carbonatos se dividem em dois grupos: ortorrômbicos e romboédricos. Entre os carbonatos anidros que se cristalizam no sistema ortorrômbico destacam-se: aragonita (CaCO_3), cerussita (PbCO_3), estroncianita (SrCO_3) e witherita (BaCO_3). Entre os carbonatos anidros que se cristalizam no sistema romboédrico ou trigonal destacam-se: calcita (CaCO_3), dolomita $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$, siderita (FeCO_3), rodocrosita (MnCO_3), magnesita (MgCO_3) e a smithsonita (ZnCO_3) (Wikipedia 2010).

As principais rochas carbonáticas mais comercializadas são o calcário e dolomito. A calcita (CaCO_3) é o principal constituinte mineralógico dos calcários e mármore. Na classificação mineralógica das rochas calcárias, deve ser considerada a variação nas proporções de calcita, dolomita, bem como dos componentes não carbonáticos. Podem conter impurezas devido a presença de matéria orgânica, silicatos, óxidos, fosfatos, sulfetos e outros, que acompanham o processo de deposição do CaCO_3 ou que ocorreram em estágios posteriores à deposição. As impurezas nos calcários influenciam seu aproveitamento econômico (Sampaio & Matos de Almeida 2005).

A impureza mais comum nos calcários são os argilominerais constituídos principalmente por caulinita, illita, clorita, esmectita e outros tipos micáceos, que podem estar disseminados por toda a rocha ou concentrados em finos leitos no seu interior. Quando ocorrem em quantidade, as argilas convertem um calcário de alto cálcio em marga.

Os compostos de ferro quando presentes no calcário estão na forma de limonita (hidróxido férrico) e pirita. Hematita e marcasita também podem ser encontradas no calcário, porém são atípicas. A presença destes compostos é prejudicial à aplicação industrial para fins: cerâmicos, tintas, papel, plásticos, borracha, entre outros.

Outras impurezas prejudiciais ao aproveitamento dos calcários na indústria metalúrgica são os compostos de enxofre e fósforo (sulfetos, sulfatos e fosfatos), cujos teores de enxofre e fósforo não devem ultrapassar os valores de 0,03 e 0,02%, respectivamente.

4.2.1 – Propriedades Físicas das Rochas Carbonáticas

Segundo Sampaio & Matos de Almeida (2005), minerais de rochas carbonáticas mais comuns como: a calcita, dolomita, aragonita, siderita e magnesita apresentam propriedades físicas similares o que dificulta sua identificação. Com objetivo de caracterizar cada uma destas rochas são apresentadas resumidamente suas propriedades físicas.

Calcita (Ca CO_3) - CaO 56%.

Ocorre no sistema cristalino hexagonal com boa clivagem romboédrica. Dureza 3 na escala Mohs e densidade 2,72. Comumente ocorre na cor branca ou sem cor (hialino) e coloridas, quando contém impurezas. Componente mais comum nos calcários e mármore, bem como de outras rochas sedimentares e metamórficas.

Dolomita $\text{MgCa (CO}_3)_2$ - CaO 30,4% e MgO 21,95%

Sistema cristalino hexagonal, comumente em cristais romboédricos com faces curvadas. Dureza 3,5 a 4,0 e densidade 2,87. Comumente ocorre na cor branca e rósea. Sua origem pode ser secundária, por meio da substituição do cálcio pelo magnésio.

Aragonita (Ca CO_3) - CaO 56%

Sistema cristalino ortorrômbico. Dureza 3,5 a 4,0 e densidade 2,93 a 2,95. Comumente ocorre na forma hialina. É menos estável e comum que a calcita. A aragonita possui a mesma composição química da calcita, entretanto, difere na estrutura cristalina.

Siderita (Fe CO₃)

Cristais romboédricos, na cor castanha ou preta são mais comuns. Dureza 3,5 a 4,0 e densidade 3,7 a 3,9.

Magnesita (Mg CO₃)

Sistema hexagonal. Usualmente ocorre na forma granular ou massa terrosa. As cores mais comuns variam desde o branco ao amarelo e outras cores quando ocorrem impurezas.

4.3 - O Comportamento Espectral dos Carbonatos

A região do infravermelho de ondas curtas, entre 1,5 - 2,5 µm, é um intervalo espectral importante para detecção e discriminação de minerais e rochas. Bandas colocadas em sensores imageadores que estejam dentro desse intervalo, especificamente entre os comprimentos de onda de 2,0 a 2,5 µm, são denominadas, bandas geológicas. Esta região tem grande importância para o estudo do comportamento espectral das rochas carbonáticas, por apresentar no intervalo entre 1,7 - 2,5 µm do comprimento de onda suas principais feições de absorção (Meneses & Madeira Netto 2001).

As rochas carbonáticas de origem química ou detrítica apresentam como feição característica mais comum uma banda próxima ao comprimento de onda de 2,350 µm e *overtone e combination tones* no intervalo de 2,500 a 2,600 µm, fora do espectro refletido. Feições menos intensas do radical CO₃⁻², que acompanham essas duas bandas ocorrem próximas a 1,900 µm, 2,000 µm e 2,200 µm. Essas bandas podem ser mascaradas por absorções mais intensas que ocorrem em torno de 1,400 µm, 2,200 µm ou 2,300 µm, devidas ao grupo OH⁻ e também por absorções próximas a 1,900 µm, associadas à presença de água. Feições próximas a 1,0 µm, em calcários dolomíticos, ocorrem devido a presença do íon ferroso, que frequentemente substitui o Mg⁺² (Hunt & Salisbury 1976).

Crowley (1986) observou uma dependência entre as variações nas feições de absorção dos carbonatos com sua mineralogia. Para calcita descreve a principal feição centrada em 2,335 µm e para os dolomitos próximas a 2,316 µm. Os carbonatos também mostram uma banda de absorção próxima a 2,500 µm, bem como *shoulders* de absorção entre 2,300 e 2,500 µm. Analisou o efeito das texturas das rochas para identificar características espectrais no visível e no infravermelho próximo (0,4 – 2,5 µm) e os efeitos espectrais das impurezas de óxido de ferro, argila, sílica e matéria orgânica comparando rochas com texturas similares puras e carbonatos impuros. Verificou que a matéria orgânica quando presente, mesmo em quantidades inferiores 0,1%, causam a redução na intensidade das bandas de absorção dificultando a determinação das composições dos carbonatos, tanto por sensoriamento remoto como por espectrorradiometria.

Em estudo realizado por espectrorradiometria, para amostras de minerais carbonatados, Gaffey (1987) descreveu a presença de sete bandas de absorção observadas nos espectros dos vários minerais analisados. As posições e larguras dessas bandas são diagnósticas na mineralogia dos carbonatos, permitindo sua distinção, com base nas diferenças entre as posições das feições de absorção. Na Tabela 4.2 é apresentado um resumo dos valores das posições das bandas, para alguns minerais carbonáticos, discriminados por Gaffey (1987).

Tabela 4.2 - Posições das bandas de minerais carbonáticos em micrômetros (μm) (Modificado de Gaffey 1987).

Mineral	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Calcita	2,535	2,333	2,261	2,167	1,991	1,876	1,763
	2,541	2,340	2,272	2,179	1,998	1,885	1,758
Dolomita	2,516	2,320	2,248	2,165	1,974	1,869	-----
	2,516	2,319	2,244	2,165	1,979	1,862	1,740
Aragonita	2,535	2,331	2,257	2,195	1,992	1,877	1,748
	2,532	2,332	2,258	2,201	1,993	1,873	1,737
Magnesita	2,500	2,300	2,223	2,134	1,963	1,848	1,776
	2,497	2,298	2,224	2,136	1,964	1,842	1,741
Siderita	2,528	2,329	2,252	2,183	1,900	1,887	-----
Cerussita	-----	2,469	2,362	2,272	2,091	1,969	1,,820
Rodocrosita	-----	2,367	2,300	2,219	2,007	1,900	1748

As posições das bandas de absorção nos carbonatos variam com as respectivas composições químicas (Hunt & Salisbury 1971; Gaffey 1986). Para alguns minerais como a rodocrosita, a banda 1 não ocorre porque ela está centrada fora dos comprimentos de onda em que foram feitas as medidas espectrorradiométricas. Na siderita a ausência da banda 7 é devido a uma banda fraca que ocorre no *wing* da intensa banda de absorção do íon Fe^{+2} , não podendo ser isolada no espectro da banda ferrosa. As diferenças entre as posições das bandas da calcita e aragonita, que possuem a mesma composição química, são pequenas, e são resultantes da diferença de estrutura romboédrica e ortorrômbica entre os dois minerais (Meneses & Madeira Netto 2001).

4.4 - Medidas Espectrais de Rochas das Áreas de Estudo

Com objetivo de determinar as diferenças espectrais relacionados aos tipos de carbonatos presentes nas áreas de estudo foram realizadas medidas espectrorradiométricas de amostras de rocha visando à obtenção de sua curva espectral característica. Foi utilizado o programa *PIMA View*, para determinar o comprimento de onda das feições de absorção e suas profundidades, largura, assimetria e intensidade valor de reflectância.

As principais características químicas, petrográficas e espectrais dos diferentes tipos de rochas carbonáticas identificados nas áreas 1 e 2 são apresentados a seguir.

4.4.1 - Área 1

A Área 1 é constituída por rochas dos membros inferior (C1), intermediário (C2) e superior (C3). Entre estes membros, o C2 é constituído predominantemente por calcários que estão associados a dolomitos e brechas.

Com o objetivo de representar as variações espectrais existentes entre as rochas da unidade C2, foram realizadas medidas espectrorradiométricas de amostras de campo. Para cada amostra foram feitas medidas em diferentes porções da rocha e posteriormente foi feita uma média para obtenção de sua curva espectral. Com base nas características petrográficas, químicas e espectrais foi possível separar três grupos de rochas, representados pelos calcários, dolomitos e brechas.

Os calcários normalmente apresentam cor cinza escuro, com granulação variando de fina a grossa, podendo ser maciços ou laminados. Comumente estão cortados por vênulas irregulares de calcita branca. Quimicamente são bastante similares entre si e apresentam teores médios de 54 % de CaO e menores que 7 % de MgO, exceto para duas amostras (SP 44 A e S123) que apresentaram teores médios de 36% de CaO e 13% de MgO. As amostras apresentaram teores médios de 2,8% de SiO₂, 0,58% de Al₂O₃ e 0,3% de Fe₂O₃, exceto a amostra S123 que apresentou teores de SiO₂ de 12%, 1,4 % de Al₂O₃ e 1,3 % de Fe₂O₃ (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de calcários da Unidade C2, na área 1 (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método).

Amostra	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb(ppm)	Zn (ppm)	Nome
S123	30,24	15,29	12,68	1,42	1,35	34	17	Calclutito com bandas escuras e claras
S125	55,75	LQ	LQ	0,58	0,18	< LQ	< LQ	Calcarenito cinza médio
S56a	54,61	1,54	LQ	0,27	0,26	< LQ	< LQ	Calclutito cinza escuro com intercalações de calcita
S58	73,64	LQ	1,19	0,82	0,2	< LQ	< LQ	Calcarenito cinza escuro, fino
SSP30	50,66	4,02	2,21	0,42	0,15	< LQ	< LQ	Intracalcimicarenito cinza médio
SP44A	43,07	11,79	1,08	0,54	0,23	36	< LQ	Intraoocalcimicarenito cinza escuro
SP47	55,09	1,28	LQ	0,4	0,16	< LQ	< LQ	Intracalciesparenito grosso
SP48	55,17	LQ	LQ	0,39	LQ	< LQ	< LQ	Calcarenito cinza escuro granulação fina e grossa
SP48B	56,88	LQ	0,76	0,48	0,19	< LQ	< LQ	Oointracalciesparenito médio
SP51	53,06	LQ	1,89	0,4	0,3	< LQ	< LQ	Calciesparito com fluorita
SP54	54,41	LQ	1,53	0,6	0,11	< LQ	< LQ	Calclutito intercalado intracalcimicarenito medio (lápide)
SP48 Lente	55,36	LQ	1,07	0,72	0,21	< LQ	14	Intracalcimicarenito cinza escuro, grosso
SSP29	53,22	LQ	1,19	0,39	0,34	< LQ	< LQ	Oocalcimicarenito
Média	53,16	6,8	2,62	0,57	0,31	35	15,5	

Microscopicamente os calcários apresentam como componente ortoquímico a micrita e a esparita, podendo apresentar parcialmente recristalizados. Como componentes aloquímicos ocorrem intraclastos micríticos, oólitos e oncólitos. Os intraclastos podem ter formas arredondadas, alongadas ou esféricas, variando de acordo com o grau de preservação. Em alguns calcários foram observados a presença de estilólitos, de minerais opacos e veios irregulares de calcita. As amostras analisadas foram classificadas em três grupos: calclutitos, calcarenitos e calcários oolíticos.

Os espectros dos calclutitos são geralmente ruidosos e apresentam na maioria das vezes apenas a banda de absorção do íon CO₃⁻², com média em torno de 2,335 µm e valores mínimos e máximos variando entre 2,33 µm e 2,38 µm. Em muitas amostras foi possível observar além da

feição principal média em torno de 2,335 μm , outras feições de absorção em: 2,2 μm , 2,0 μm , 1,93 μm , 1,45 μm (Tabela 4.4 e Figura 4.1).

Todas as amostras têm cor cinza escuro e apresentaram reflectância menores que 25%, enquanto a amostra SP50, por ter cor cinza claro, apresentou um aumento do albedo e reflectância de 63%.

Tabela 4.4 – Características espectrais das feições de absorção de amostras de rocha de calcilutitos.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Intensidade do Valor Reflectância
S56a	2,336	2,063	1,44	52	1,3473	11,38
S123	2,337	1,932 1,538	0,92	42,71	1,3647	9,25
SP45A	2,333	1,930 1,472	0,69	54,22	1,2868	13,99
SP46 -lapie	2,337	1,935 1,454	1,61	54,44	1,6603	22,21
SP54	2,338	1,933	1,39	44,01	1,4273	39,5
SP53 -lapie	2,331	1,941 1,450	0,71	52,54	1,5027	18,47
SP58	2,33	2,205 1,932 1,459	0,84	83,8	2,9735	17,21
Média	2,335		1,09	54,7	1,6518	18,97

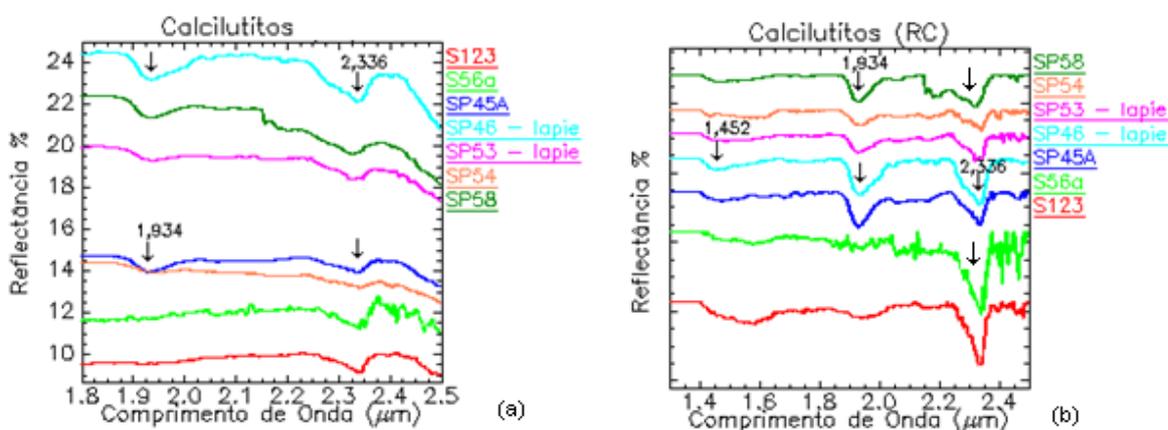


Figura 4.1 - (a) Curva espectral dos calcilutitos sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC).

Os espectros dos calcarenitos são geralmente ruidosos e apresentam na maioria das amostras apenas a banda de absorção do íon CO_3^{-2} , em média em torno de 2,336 μm e valores mínimos e máximos variando entre 2,330 μm e 2,341 μm . Além da feição principal em média em 2,336 μm , foram observadas outras feições de absorção nos seguintes comprimentos de onda: 1,93 μm , 2,1 μm , 1,45 μm (Figura 4.2 e Tabela 4.5).

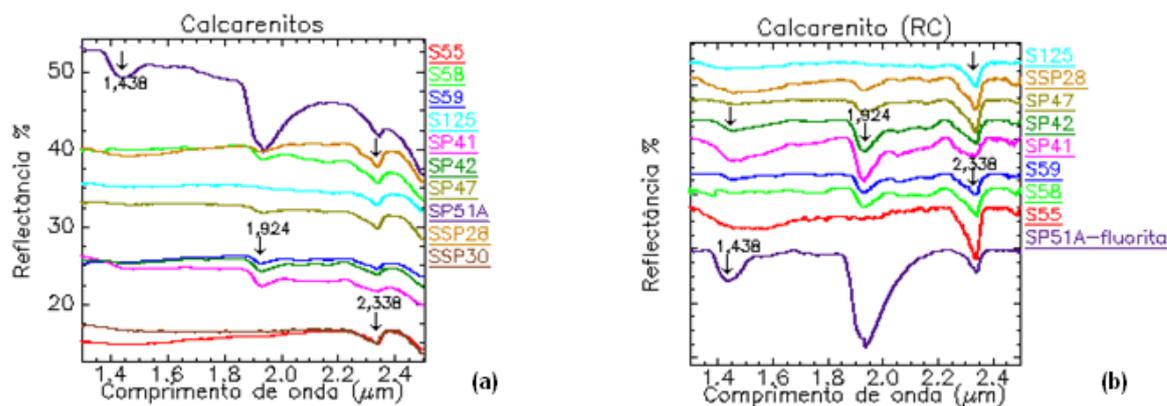


Figura 4.2 - (a) Curva espectral dos calcarenitos sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC).

Tabela 4.5 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcarenitos.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
S55	2334	1,457	1,64	44	1,3214	15,13
S58 -lapie	2,341	2,162 1,934	1,93	46,54	1,7198	35,78
S59	2,333	1,933	1,04	54,53	1,3667	24,76
S125	2,338		1,6	41,65	1,3196	33,02
SP41	2,34	1,931 1,484	0,77	64	2,795	21,91
SP42	2,338	2,054 1,934 1,451	1,14	45,63	1,7455	24,02
SP47	2,337	1,934	1,94	36,29	1,5678	29,92
SP51-I	2,334	1,939 1,463	2,86	35,3	1,6635	46,92
SSP28	2,337	1,930 1,459	2,41	46,53	1,4151	37,99
SPP30	2,33		1,83	48	1,395	15,22
SP48	2,341	1,482	0,7	38,5	1,454	23,79
Média	2,336		1,62	45,54	1,615	28,04

Os espectros dos calcários oolíticos são geralmente ruidosos apresentam na maioria das amostras apenas a banda de absorção do íon CO_3^{2-} em média em torno de 2,332 μm e valores mínimos e máximos variando entre 2,320 μm e 2,339 μm. Além da feição principal em média em 2,332 μm, ocorre outra feição de absorção no comprimentos de onda em 1,93 μm (Figura 4.3 e Tabela 4.6).

Tabela 4.6 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcários oolíticos.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
SP38	2,323	1,95	0,89	46,03	1,3412	20,85
SP44	2,32	1,927	0,65	43,74	1,1322	17,98
SP48B - lapie	2,333	1,934	0,55	60,15	1,4433	17,63
SP51A	2,339	1,942	1,92	36,15	1,6405	14,93
SP52B	2,34		0,62	39,18	1,31	18,26
SSP29	2,329	1,926	1,8	48,49	1,5222	25,26
SP44B	2,334	1,929	0,49	43,12	1,7744	14,1
Média	2,332		0,98	45,26	1,452	18,43

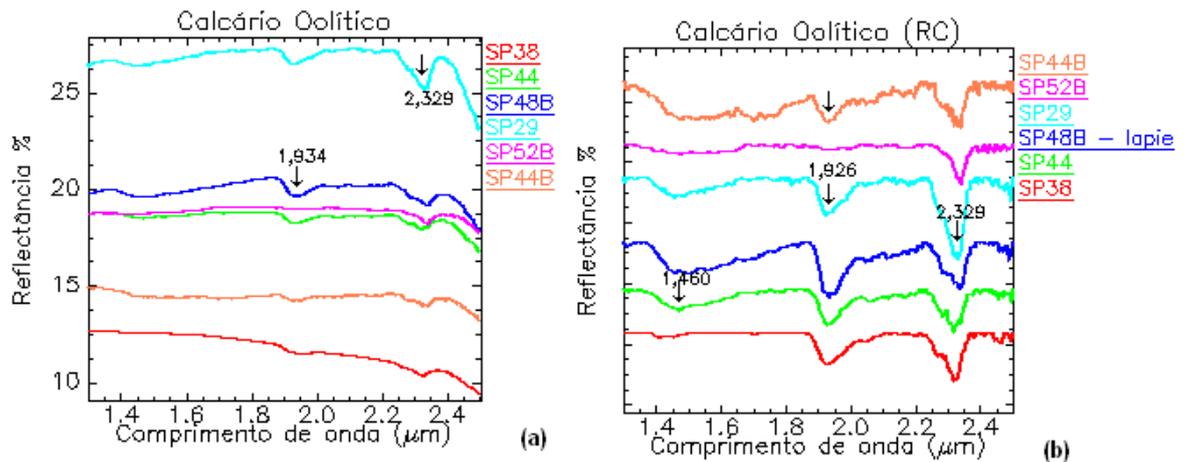


Figura 4.3 - (a) Curva espectral dos calcários oolíticos, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC).

As brechas foram observadas em poucos afloramentos, no Membro intermediário C2, e estão associadas aos calcários e dolomitos apresentando composição dolomítica. Devido a sua composição química, apresentam espectro semelhante aos dos dolomitos. Exibem uma banda de absorção marcada, em média de 2,317 μm e valores mínimos e máximos variando entre 2,310 μm e 2,321 μm . As brechas são mais aflorantes no Membro superior C3, aqui representada pela amostra S139 (Figura 4.4 e Tabela 4.7).

Tabela 4.7 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de brechas.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
SP51- fluorita	2,31	1,94	0,79	88,03	1,2073	11,06
SSP33- fluorita	2,32	1,94	1,15	41,19	1,6249	11,56
S139	2,321	1,948 1,923 2,42	2,33	47,24	1,8649	15,3
Média	2,317		1,42	58,82	1,545	12,64

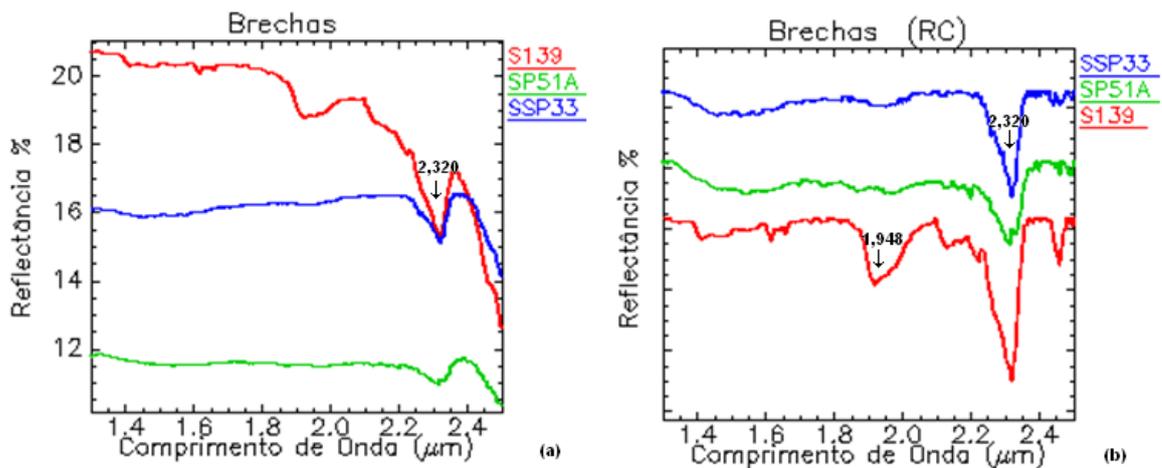


Figura 4.4 - (a) Curva espectral das brechas, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC).

Os dolomitos na unidade C2 ocorrem intercalados aos calcários. Apresentam normalmente cor cinza claro, com granulação variando de fina a média e superfícies de dissolução menos

intensas. Os dolomitos são mais aflorantes no Membro superior C3, aqui representada pelas amostras SSP26 e SSP29.

Quimicamente são bastante similares entre si e apresentam teores médios de 34% de CaO e de 19% MgO. As amostras apresentaram teores médios de 3,0% de SiO₂, 0,7% de Al₂O₃ e 0,46% de Fe₂O₃. Exceto a amostra S147 que apresentou teores de SiO₂ de 3,2%, 1,0 % de Al₂O₃ e 0,69 % de Fe₂O₃ (Tabela 4.8).

Tabela 4.8 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de dolomitos e brecha da Unidade C2 e C3, na Área 1. (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método).

Amostra	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Nome
S139	32,46	18,63	2,85	0,74	0,61	38	6	Brecha dolomítica
S147	34,27	18,61	3,21	1,04	0,69	37	<LQ	Dolarenito cinza claro
S51A	36,08	18,35	LQ	0,56	0,35	37	<LQ	Dolalutito cinza claro
SSP32A	33,27	20,29	LQ	0,48	0,19	35	<LQ	Dolalutito cinza roseo, fino
Média	34,02	18,97	3,03	0,7	0,46	36,7	6	

Os espectros de rocha dos dolomitos apresentam uma banda de absorção bem marcada, em média em 2,321 µm e valores mínimos e máximos variando entre 2,318 µm e 2,323 µm. Além da feição principal em média em 2,321 µm, ocorrem outras feições de absorção nos seguintes comprimentos de onda: 1,93 µm, e 1,43 µm (Figura 4.5 e Tabela 4.9).

Tabela 4.9 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de rocha de dolomitos.

Amostra	Feição Absorção Principal (µm)	Feição Absorção (µm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
S144	2,319	1,927	4,95	44,14	1,8231	26,48
S147	2,321	1,921	1,72	39,14	1,6295	13,13
SSP26	2,323	1,932 1,458	2,35	44,93	1,7939	26,73
SSP29	2,321	1,930,24	3,59	42,31	1,6863	33,24
SSP29A	2,319	1,936 1,438	7,18	44,23	1,7957	25,5
SSP30	2,321	1,939	5,47	40,37	1,715	22,9
SSP32A	2,318	1,927	1,76	49,81	1,6613	15,03
SSP33	2,321		1,49	36,57	1,5369	18,12
Média	2,321		3,56	42,68	1,7052	22,64

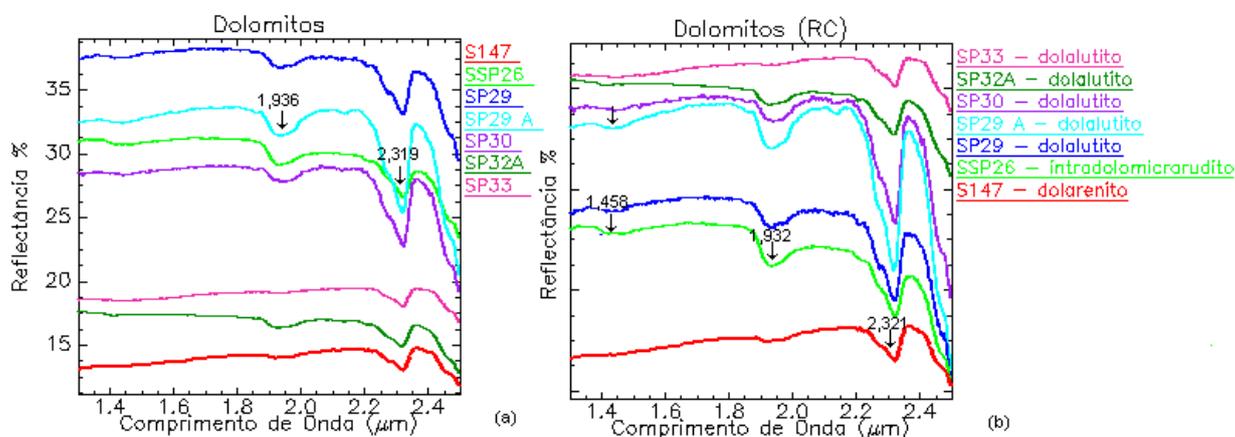


Figura 4.5 - (a) Curva espectral dos dolomitos, sem remoção e (b) com remoção do contínuo (RC).

Os espectros dos calcários e dolomitos quando comparados mostram o mesmo padrão de curva formada por patamares planos com alta similaridade espectral. A principal diferença está na feição de absorção principal conforme pode ser visto na Figura 4.6, que apresenta valores médios 2,335 μm para os calcários e 2,321 μm para os dolomitos. A diferença essencial não é mostrada pela variação de intensidade e sim de albedo.

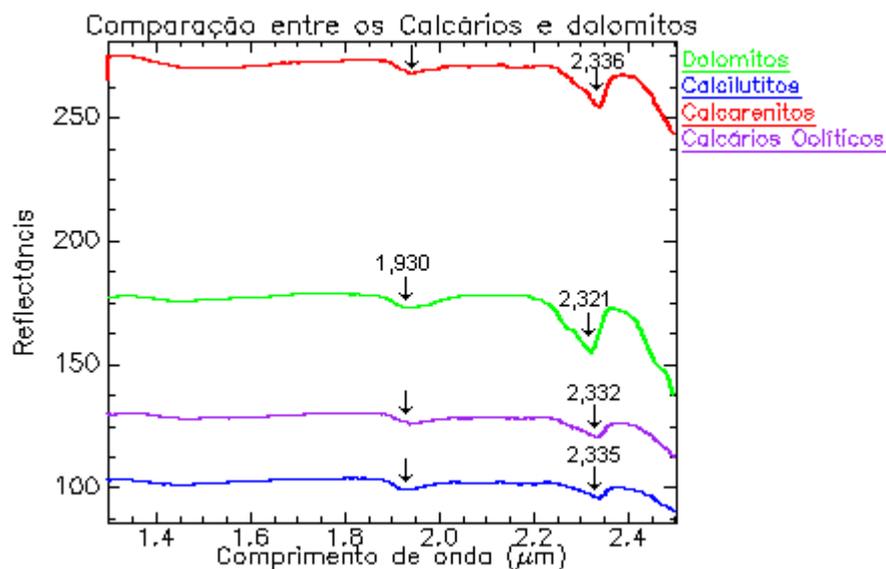


Figura 4.6 – Comparação entre as curvas espectrais média dos calcilutitos, calcarenitos, calcários olíticos e dolomitos.

Os resultados obtidos das análises de matéria orgânica permitem a identificação de dois grupos de valores: i) um com teor de matéria orgânica inferior a 0,1%; e ii) com teor superior a 0,1% (Tabela 4.10). Os espectros respectivos a estes dois grupos são mostrados na Figura 4.7 e confirmam que a variação na quantidade de matéria orgânica presente nas amostras, modifica o valor de reflectância, diminuindo-a sempre que o teor de matéria orgânica aumenta.

As amostras de calcilutito e calcários oolíticos analisadas apresentaram teor de matéria orgânica maior que o dos dolomitos, estes dados que explica a diminuição do albedo e refletividade destas rochas.

Tabela 4.10 - Conteúdo de matéria orgânica (Medidas em percentagem).

Amostra	Matéria Orgânica	Nome
S123	0,04	Calcilutito com bandas escuras e claras
S125	0	Calcarenito cinza médio
S58	0	Calcarenito cinza escuro, fino
SP44B	0,07	Oointracalcimicarenito médio
SP47	0,06	Intracalciesparenito grosso
SP48B	0,13	Oointracalciesparenito médio
SP54	0,16	Calcilutito intercalado intracalcimicarenito medio (lápide)
SSP32A	0,02	Dolalutito cinza roseo, fino

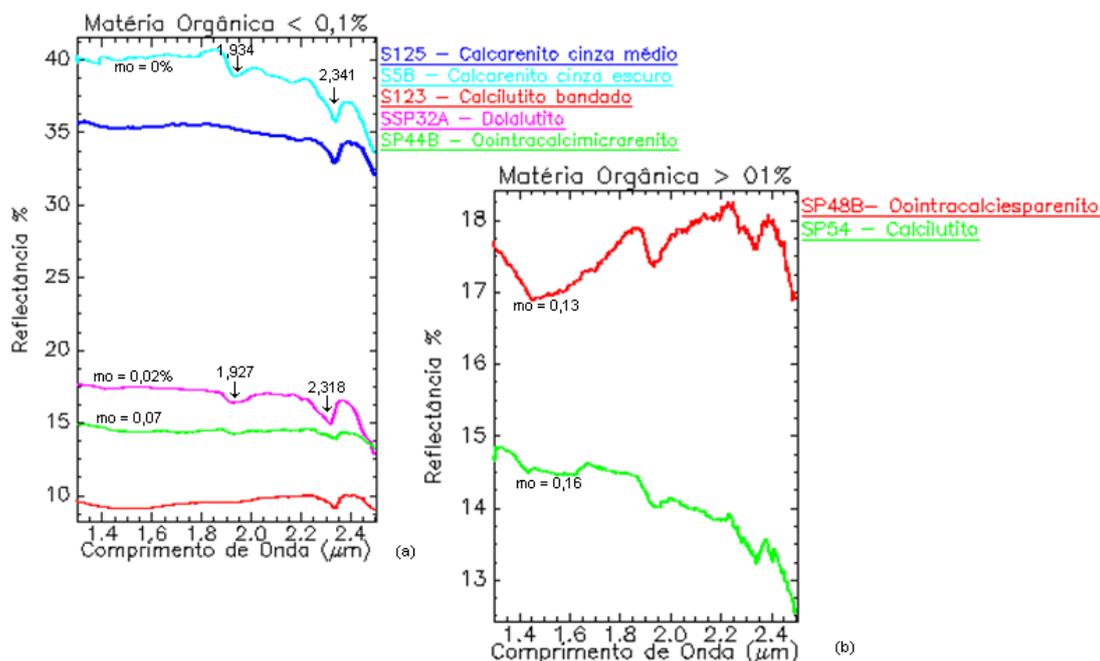


Figura 4.7 - (a) Espectros de rocha com variações no conteúdo de matéria orgânica menor que 0,1% e (b) maior que 0,1% de matéria orgânica.

4.3.2 – Área 2

A Área 2 é constituída por rochas dos membros inferior (C1), intermediário (C2) e superior (C3). Entre estes membros, o C2 é constituído predominantemente por calcários, que estão associados aos dolomitos. É semelhante à Área 1, havendo contudo a presença de calcários argilosos.

Com base nas características petrográficas, químicas e espectrais foi possível separar nesta área dois grupos de rochas, representados pelos calcários e dolomitos.

Os calcários normalmente apresentam cor cinza escura, bandados, com granulação variando de fina a grossa, construindo extensos afloramentos de rochas que se apresentam maciços ou laminados. Comumente estão cortados por vênulas irregulares de calcita branca. Quimicamente são bastante similares entre si e apresentam teores médios de 53 % de CaO e menores que 4 % de MgO. As amostras apresentaram teores médios de 1,8% de SiO₂, 0,75% de Al₂O₃ e 0,39% de Fe₂O₃. Exceto a amostra S89a que apresentou teores de SiO₂ de 5%, 1,7 % de Al₂O₃ e 0,12 % de Fe₂O₃ (Tabela 4.11).

Tabela 4.11 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de calcários da Unidade C2, na área 2 (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método).

Amostra	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Nome
S113	55,61	LQ	LQ	0,27	0,12	< LQ	< LQ	Calcilutito cinza escuro com vênulas de calcita recristalizada
S94	54,37	LQ	1,28	0,45	LQ	< LQ	5	Calcilutito cinza escuro, fino
S89a	51,13	5,02	3,03	1,72	0,87	< LQ	8	Calcário argiloso cinza esverdeado
S95	52,56	3,23	1,25	0,56	0,18	< LQ	< LQ	Calcario argiloso cinza com bandas avermelhadas
Média	53,41	4,12	1,85	0,75	0,39		6,5	

Macroscopicamente os calcários foram separados em dois grupos: calcilutitos, calcários argilosos.

Os espectros dos calcilutitos são geralmente ruidosos e apresentam a banda de absorção do íon CO_3^{-2} , com pico médio centrado em torno de 2,337 μm e valores mínimos e máximos variando entre 2,31 μm e 2,41 μm . Em muitas amostras, foi possível observar além da feição principal média em 2,337 μm , outra feição de absorção em 1,45 μm (Figura 4.8 e Tabela 4.12).

Tabela 4.12 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcilutitos.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
S113	2,338		1,32	39,4	1,421	9,61
S98	2,331	1,453	0,5	54,43	1,224	8,99
S94	2,341	1,461	0,55	36,19	1,5726	7,34
Média	2,337		0,79	43,34	1,4058	8,64

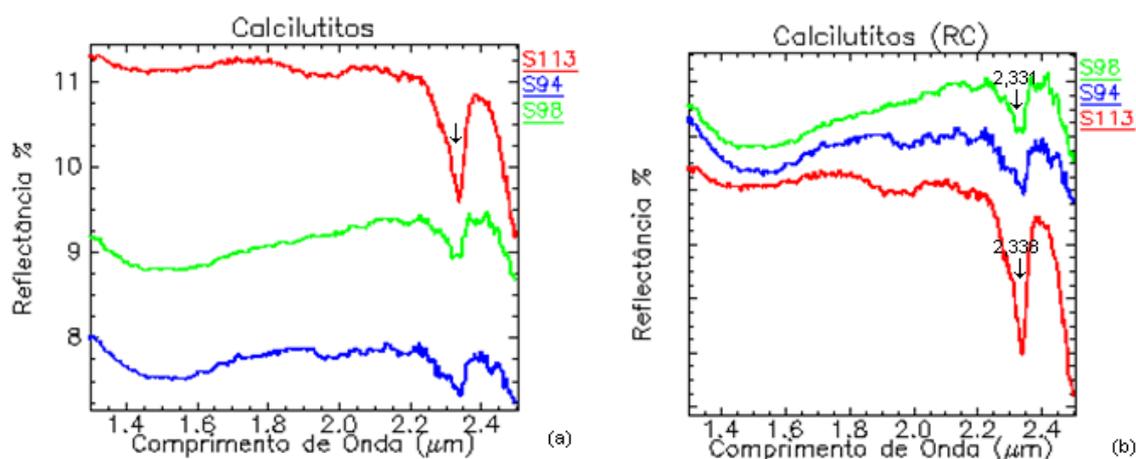


Figura 4.8 - (a) Curva espectral dos calcilutitos, sem remoção do contínuo e (b) com remoção do contínuo (RC).

Os espectros dos calcários argilosos geralmente não são ruidosos e apresentam a banda de absorção do íon CO_3^{-2} , com média em torno de 2,336 μm . Verifica-se além da feição principal média em torno de 2,336 μm , outras feições de absorção em 2,1 μm , 1,99 μm , 1,93 μm e 1,4 μm (Figura 4.9 e Tabela 4.13). A feição espectral bem marcada em 1,4 μm e 1,9 μm , na amostra S89, é causada pela presença de uma pequena porcentagem de argilominerais, devido a presença de bandas ligadas ao grupo das hidroxilas presentes nos argilominerais. A presença deste material argiloso permite distinguir espectralmente este calcário dos outros calcários encontrados na área de estudo.

Tabela 4.13. - Características espectrais das feições de absorção de amostras de calcários argilosos.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
S89a	2,336	1,992 1,961 1,932	8,56	47,3	1,7374	37,08
S89	2,336	1,978 1,915 1,410	10,85	51,45	1,7586	19,75
S95	2,337	2,154 1,992 1,913 1,414	8,9	40,07	1,6171	16,79
Média	2,336		9,47	46,27	1,704	24,54

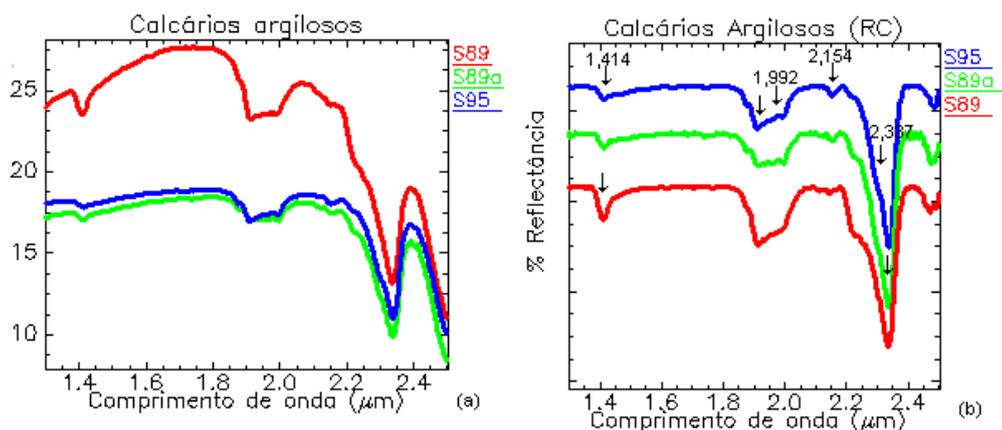


Figura 4.9 - (a) Curva espectral dos calcários argilosos, sem remoção do contínuo e (b) com remoção do contínuo (RC).

Os dolomitos e calcários dolomíticos na unidade C2 ocorrem intercalados aos calcários argilosos e calcilitos. Apresentam normalmente cor cinza claro, com granulação variando de fina a média e superfícies de dissolução menos intensas. Os dolomitos são mais aflorantes no Membro superior C3, aqui representada pela amostra S114. Devido a dificuldade de acesso a área de ocorrência dos dolomitos, poucas amostras foram coletadas em campo. Os calcários dolomíticos apresentam granulação fina a média e mostram um bandamento marcado de cor cinza clara e escura (amostra S99).

Quimicamente apresentam teores médios de 61% de CaO, 14% MgO, 2,6% de SiO₂, 1,2% de Al₂O₃ e 0,31% de Fe₂O₃ (Tabela 4.14).

Tabela 4.14 - Composição química, por absorção atômica, dos principais tipos de dolomitos, na área 2 (Medidas dos elementos maiores em porcentagem. LQ = limite de quantificação do método).

Amostra	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Nome
S114	63,92	12,28	LQ	1,1	0,28	< LQ	< LQ	Dolarenito cinza claro
S99	58,45	16,05	2,61	1,22	0,35	< LQ	< LQ	Calcário dolomítico com bandas cinza claro e escuro
Média	61,18	14,16	2,61	1,16	0,31			

Os espectros dos dolomitos e calcários dolomíticos apresentam uma banda de absorção marcada em média torno de 2,328 μm. Outras feições de absorção ocorrem nos seguintes comprimentos de onda: feições em 2,1 μm, 1,93 μm, e 1,43 μm e 2,45. Observa-se que os calcários dolomíticos apresentam um espectro com reflectância mais baixa que os dolomitos e tem sua feição de absorção principal com pico centrado em 2,330 μm (Figura 4.10 e Tabela 4.15).

Tabela 4.15 - Características espectrais das feições de absorção de amostras de dolomitos e calcário dolomítico.

Amostra	Feição Absorção Principal (μm)	Feição Absorção (μm)	Profundidade	Largura	Assimetria	Valor reflectância
S114	2,327	2,45 2,147 1,939 1,43	14,43	52,74	1,9159	25,38
S99	2,33	1,437	0,95	43,64	1,4062	6,71
Média	2,328		7,69	48,19	1,661	16,04

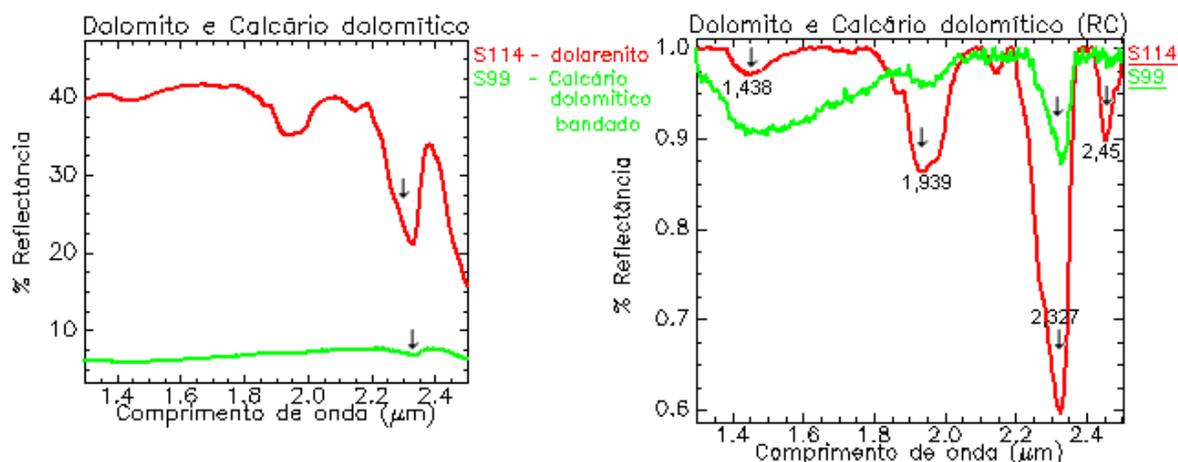


Figura 4.10 - Curva espectral dos dolomitos e calcários dolomíticos com remoção do contínuo (RC).

Os resultados obtidos das análises de matéria orgânica permitem a identificação de dois grupos de valores: i) um com teor de matéria orgânica inferior a 0,1%; e ii) com teor superior a 0,1% (Tabela 4.16). Os espectros respectivos a estes dois grupos estão mostrados na Figura 4.11 e confirmam que a variação na quantidade de matéria orgânica presente nas amostras, modifica o valor de reflectância, diminuindo a mesma sempre que o teor de matéria orgânica aumenta.

Entre amostras analisadas as amostras S94 e S113, com teores de 0,76% e 0,14% de matéria orgânica respectivamente, são amostras de calcilutitos e apresentam por um valor de reflectância 12%. Nestas duas amostras verifica-se que há uma suavização das feições de absorção, marcando a feição do íon carbonato em torno de 2,37 μm . A amostra S114 é um dolomito e apresentou teor de 0,02% de matéria orgânica. As amostras de calcilutito e dolomitos analisadas mostram que os teores maiores de matéria orgânica nos calcilutitos, quando comparado aos dolomitos, diminuem o albedo e refletividade destas rochas.

Tabela 4.16- Conteúdo de matéria orgânica (Medidas em percentagem).

Amostra	Matéria Orgânica	Nome
S113	0,14	Calcilutito cinza escuro comvênulas de calcita recristalizada
S94	0,76	Calcilutito cinza escuro, fino
S89a	0,03	Calcário argiloso cinza esverdeado
S114	0,02	Dolarenito cinza claro

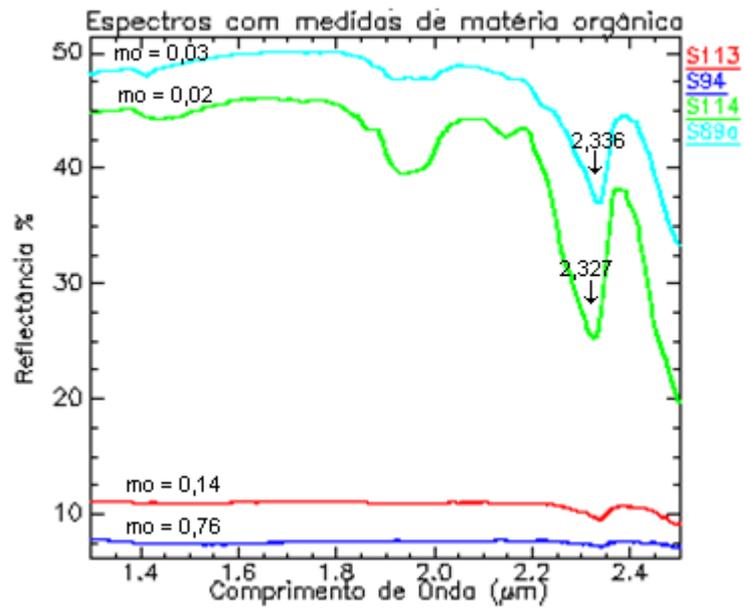


Figura 4.11 - Espectros de calcário e dolomito com variações no conteúdo de matéria orgânica.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÃO DOS DADOS DE ESPECTRORRADIOMETRIA E PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER

Com o surgimento dos sensores hiperespectrais, técnicas de procedimento digital de imagem para detecção mineral tiveram um grande avanço, em consequência da melhor resolução espectral desses sensores. O processo de detecção mineral se baseia no fato que os minerais apresentam bandas de absorção que são diagnósticas em regiões definidas do espectro eletromagnético. As principais feições de absorção dos minerais estão localizadas nas seguintes regiões do espectro eletromagnético: i) região do visível e infravermelho próximo - VNIR (0,45-1,0 μm), que apresenta feições de absorções atribuídas a presença de minerais metálicos como o ferro, manganês, cobre, níquel, etc.; ii) região do infravermelho de ondas curtas - SWIR (1,55-2,45 μm) com feições de absorção características de água, hidroxila e carbonatos; e iii) região do infravermelho termal - TIR (8,12-11,65 μm), para estudo de feições de absorção relacionadas a presença de sílica e carbonatos.

Na região do SWIR (1,55 μm e 2,45 μm) ocorrem as mais importantes feições de absorção diagnósticas de minerais e rochas. Nesta região o sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* – ASTER possui seis bandas espectrais com comprimentos de onda que favorecem a detecção de hidroxilas em argilominerais, de alteração hidrotermal e de importantes feições de absorção dos carbonatos. O sensor ASTER é um projeto de cooperação entre a *National Aeronautics and Space Administration* - NASA e o Ministério do Comércio internacional e Indústria do Japão. Foi lançado em 1999 a bordo do satélite TERRA como parte do programa *Earth Observation System* (EOS). O satélite Terra possui órbita sol-síncrona, uma altitude nominal de 705 km e tem uma área de imageamento de 60 km, com um tempo de revisita de 16 dias (NASA 2008). O sensor ASTER obtém informação detalhada sobre a temperatura de superfície, emissividade, reflectância e elevação. É o único instrumento com resolução espacial relativamente alta a bordo do satélite TERRA (Jensen 2009).

O sensor ASTER é um sistema multiespectral que possui características de sensores hiperespectrais. Possui três subsistemas independentes de imageamento, que coletam dados nas faixas do espectro eletromagnético do visível ao termal, com as seguintes características: i) três bandas espectrais com resolução espacial de 15 m no VNIR; ii) seis bandas espectrais com resolução de 30 m no SWIR; e iii) cinco bandas, com resolução de 90 m no TIR (Tabela 5.1). Este sensor orbital é capaz de proporcionar imageamento multiespectral termal - diurno e noturno (Abrams 2001).

Tabela 5.1- Bandas espectrais dos três módulos de imageamento do sensor ASTER (Modificado de ERSDAC 2005).

Subsistema	Banda Nº.	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial (m)	Resolução Radiométrica (Bits)
VNIR	1	0,52-0,60	15	8
	2	0,63-0,69		
	3N	0,76-0,86		
	3B	0,76-0,86		
SWIR	4	1,600-1,700	30	8
	5	2,145-2,185		
	6	2,185-2,225		
	7	2,235-2,285		
	8	2,295-2,365		
	9	2,360-2,430		
TIR	10	8,125-8,475	90	12
	11	8,475-8,825		
	12	8,925-9,275		
	13	10,25-10,95		
	14	10,95-11,65		

Devido as suas características espectrais e radiométricas, o sensor multiespectral ASTER tem sido utilizado em diversos estudos geológicos, principalmente no mapeamento de litologias e estruturas em geral, identificação de minerais associados a depósitos minerais, na monitoração de áreas de erosão, de desertificação, geomorfologia entre outras aplicações. No mapeamento mineralógico e geológico, excelentes resultados comprovaram a eficiência das imagens ASTER, podendo destacar os trabalhos de Rowan & Mars (2003), Yamaguchi & Naito (2003), Lima (2003) e Ducart (2004) entre outros. Nestes trabalhos Rowan & Mars (2003) mapearam unidades litológicas na região de *Mountain Pass* – Califórnia utilizando técnicas de classificação hiperespectral em dados do VNIR, SWIR e TIR do ASTER.; Yamaguchi & Naito (2003), definiram índices espectrais para discriminar minerais de alteração hidrotermal; Lima (2003) utilizou imagens do sensor ASTER para discriminar espectralmente variações faciológicas no granito de serra Branca, GO e Ducart (2004) utilizou imagens do sensor ASTER para caracterizar halos de alteração hidrotermal em depósitos auríferos no distrito de Los Menucos, Argentina, a partir de técnicas de sensoriamento remoto e espectrorradiometria de reflectância.

No intervalo do comprimento de onda entre 2,0 μm a 2,5 μm , minerais de composição carbonática como a calcita, a dolomita, a rodocrosita e a siderita apresentam cinco feições de absorções características do íon CO_3^{2-} , sendo que dessas absorções, duas ocorrem em comprimentos de onda maiores, entre 2,5 - 2,55 μm e 2,3 - 2,35 μm (Meneses & Madeira Netto 2001). A calcita e a dolomita são os minerais comuns das rochas calcárias e dolomíticas, e apresentam comportamento espectral bastante similar exibindo suas principais feições de absorção, na região espectral do SWIR do ASTER. Deste modo, foi investigado, neste estudo, a aplicação das bandas espectrais deste sensor para a discriminação de rochas carbonáticas baseando-se nos resultados obtidos de medidas espectrorradiométricas de laboratório e técnicas de processamento digital.

5.1 - Construção da Biblioteca Espectral

Para fazer uma análise espectral é necessário construir uma biblioteca espectral de referência. Esta biblioteca é constituída por um conjunto de espectros de reflectância de materiais de composição conhecida, medidos no campo ou laboratório (Clark 1999). A comparação da informação contida na biblioteca espectral possibilita a identificação dos minerais e rochas presentes na imagem.

A partir da investigação dos resultados obtidos pela espectrorradiometria, petrografia e da análise química foi possível separar entre as rochas carbonáticas amostradas nas áreas 1 e 2, os seguintes grupos de rochas: calcilutitos, calcarenitos, calcários oolíticos e calcários argilosos, brechas dolomíticas e dolomitos.. Apesar da similaridade petrográfica e química destas rochas algumas variações espectrais permitiram discriminá-las em grupos distintos.

Com base nas medidas espectrorradiométricas foi construída uma biblioteca espectral para cada tipo de calcário e dolomito. Os espectros foram reamostrados para a resolução espectral do sensor ASTER para permitir a comparação com os espectros amostrados para os pixels da imagem.

As Figuras 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 mostram as curvas espectrais de reflectância, de calcilutitos, calcarenitos, calcários oolíticos e dolomitos, respectivamente, medidos pelo PIMA e reamostrados para as bandas do ASTER. Os dados aqui apresentados referente aos valores da posição, profundidade das feições de absorção estão apresentados com detalhe no capítulo 4 nas tabelas 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 e 4.9.

A curva espectral dos calcilutitos é apresentada na Figura 5.1.

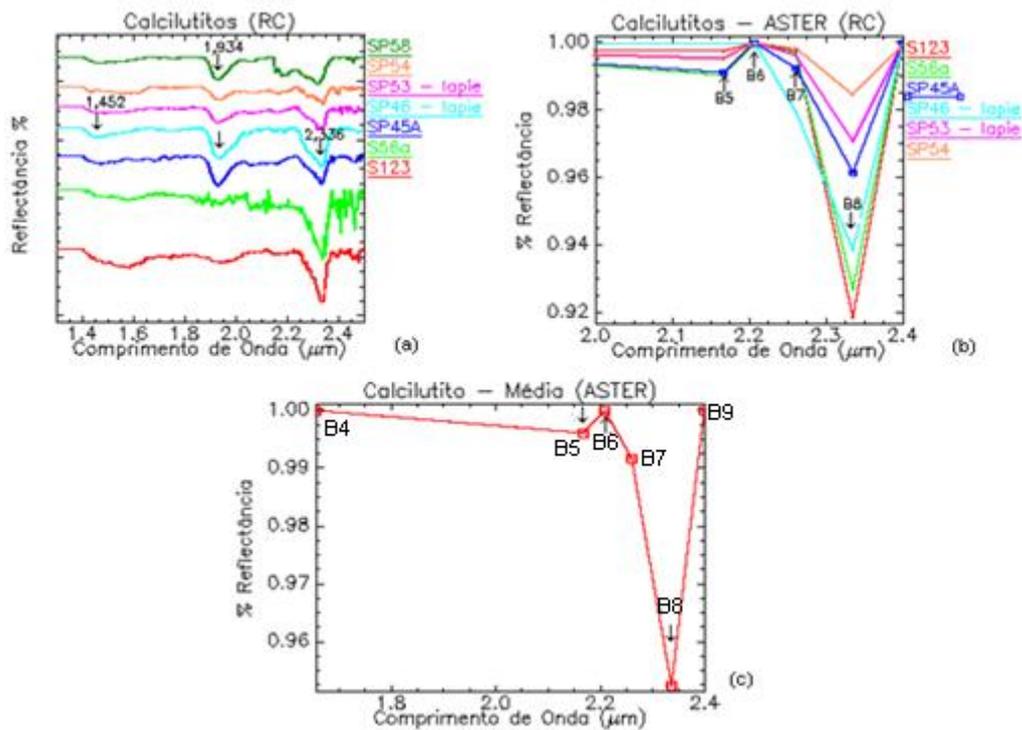


Figura 5.1- (a) Curvas de reflectância dos calcilutitos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalado para facilitar a visualização).

Na Figura 5.1a verifica-se que as curvas espectrais dos calcilutitos mostram um comportamento padrão formando por patamares planos, com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{-2} é assimétrica e tem seu pico médio centrado em 2,335 μm e profundidade média de 1,09. Outras feições de menor intensidade ocorrem em 1,93 μm , entre 2,0-2,2 μm e em 1,45 μm . As amostras (SP53 e SP46) de calcilutitos com formas cársticas de *lápies* mostraram o mesmo comportamento padrão das demais amostras.

Na Figura 5.1b as curvas espectrais dos calcilutitos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram duas feições de absorção: uma mais intensa correspondente a feição principal centrada na banda 8 e outra feição menor, aberta, centrada na banda 5.

A Figura 5.1c confirma a presença de duas feições de absorção centradas nas bandas 8 e 5, mostrando que não há notável modificação de padrão da curva reamostrada com sua média.

A curva espectral dos calcarenitos é apresentada na Figura 5.2.

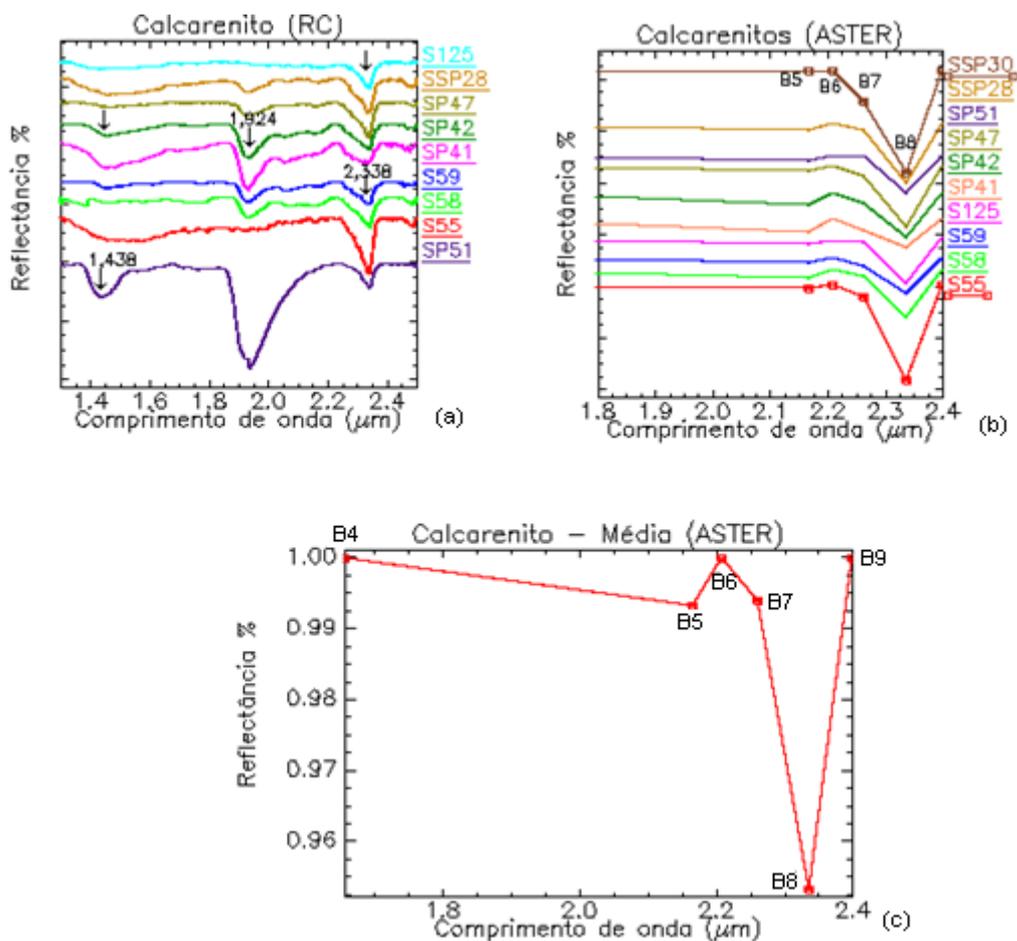


Figura 5.2- (a) Curvas de reflectância dos calcarenitos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) e (b) foram re-escalados para facilitar a visualização).

Na Figura 5.2a observa-se que a forma das curvas espectrais dos calcarenitos é bastante similar a dos calcilutitos e mostram um comportamento padrão formando por patamares planos e, com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{2-} é aberta, assimétrica e tem seu pico médio centrado em $2,336 \mu\text{m}$, e profundidade média de $1,62$. Outras feições de menor intensidade ocorrem em $1,93 \mu\text{m}$, $2,1 \mu\text{m}$ e secundariamente em $1,45 \mu\text{m}$. Feições de absorção marcantes em $1,9 \mu\text{m}$ e $1,43 \mu\text{m}$ foram observadas na amostra SP 51 devido à presença de veios de fluorita roxa presente nesta amostra.

Na Figura 5.2b as curvas espectrais dos calcarenitos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram duas feições de absorção: uma mais intensa correspondente a feição principal centrada na banda 8 e outra feição menor, aberta, centrada na banda 5. As bandas reamostradas dos calcarenitos e calcilutitos mostram um padrão semelhante entre estas rochas, com apenas uma mudança suave da declividade da banda 7.

A Figura 5.2c confirma a presença de duas feições de absorção centradas na banda 8 e 5 para a curva média dos calcarenitos reamostrados, mostrando que não há notável modificação do padrão reamostrado com sua média.

A curva espectral dos calcários oolíticos é apresentada na Figura 5.3.

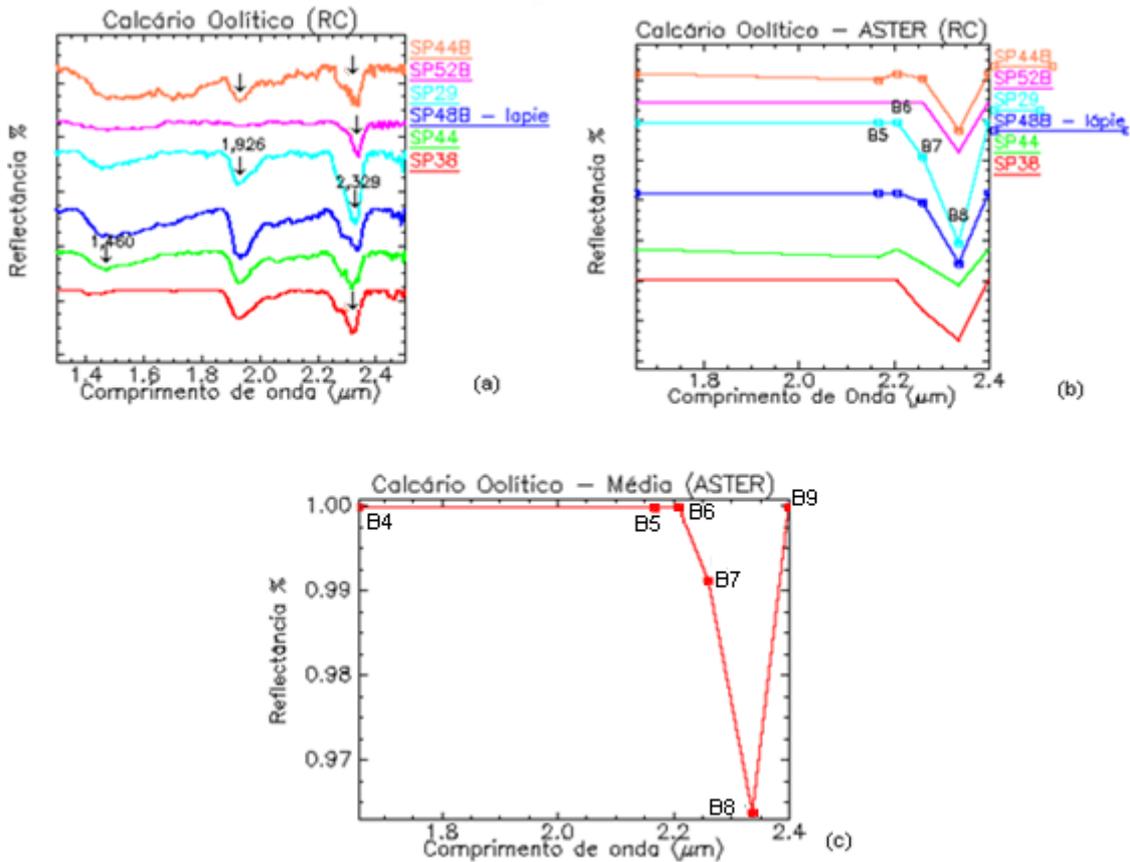


Figura 5.3 - (a) Curvas de reflectância dos calcários oolíticos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) e (b) foram re-escalados para facilitar a visualização).

Na Figura 5.3a verifica-se que as curvas espectrais dos calcários oolíticos mostram um comportamento padrão formando por patamares planos, com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{2-} é assimétrica e tem seu pico médio centrado em $2,332 \mu\text{m}$ e profundidade média de $0,98$. Outra feição de absorção de menor intensidade ocorre em $1,93 \mu\text{m}$. Os calcários oolíticos quando comparados aos calcilutitos e calcarenitos mostraram uma diminuição da profundidade de sua banda de absorção, apesar de apresentarem uma granulometria maior que estas rochas. A explicação para esta diminuição está relacionada à presença de matéria orgânica com teores de $0,07\%$ (amostra SP44B) e $0,13\%$ (amostra SP48B), que ocasionou a diminuição da profundidade das feições de absorção, bem como o mascaramento de outras feições presentes na rocha.

Na Figura 5.3b as curvas espectrais dos calcários oolíticos foram reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram uma feição de absorção mais intensa centrada na banda 8. As bandas 5 e 6 apresentam praticamente a mesma reflectância nestas rochas.

A Figura 5.3c verifica-se que apenas feição de absorção centrada na banda 8 é marcada nestas rochas mostrando que não há notável modificação do padrão reamostrado com sua média.

A curva espectral dos dolomitos é apresentada na Figura 5.4.

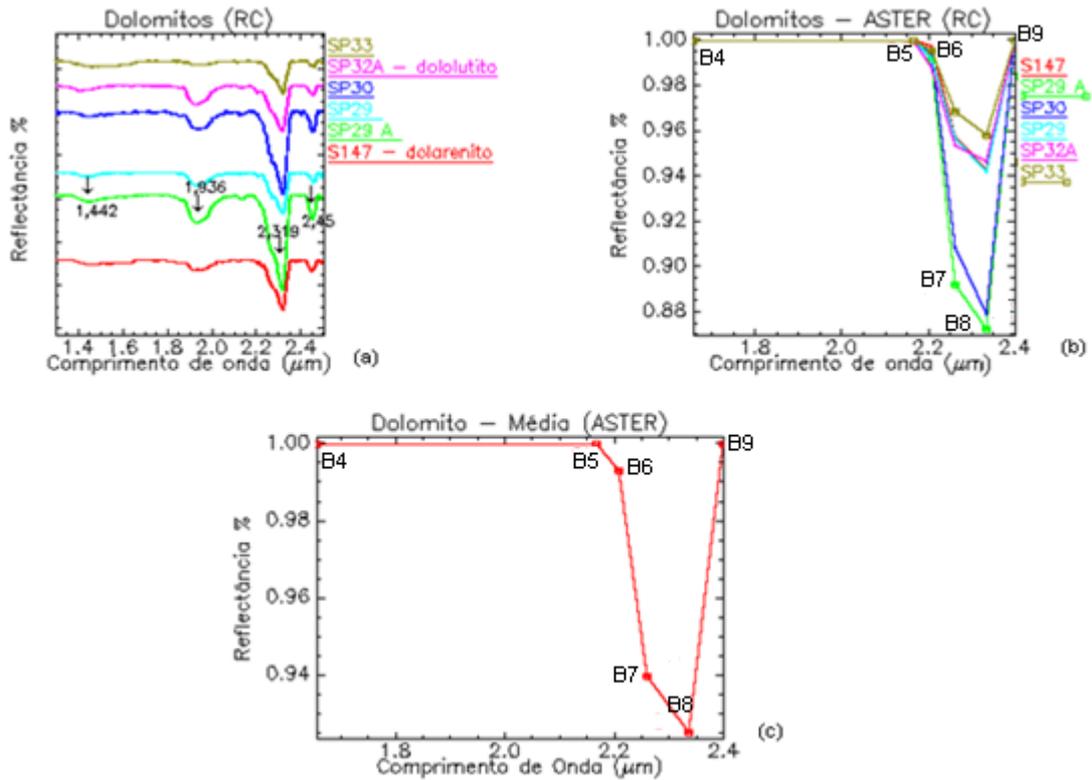


Figura 5.4- (a) Curvas de reflectância dos dolomitos das amostras coletadas em campo (área1). (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalonado para facilitar a visualização).

Na Figura 5.4a observa-se que a forma da curva espectral dos dolomitos é bastante similar a dos calcilutitos, calcarenitos e calcários oolíticos e mostra um comportamento padrão formando por patamares planos e com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{2-} é aberta, assimétrica e tem seu pico médio centrado em 2,321 μm e profundidade média de 3,56. Outras feições de menor intensidade ocorrem em 1,93 μm , e 1,43 μm . As curvas espectrais dos dolomitos, quando comparadas a dos diferentes tipos de calcários apresentam-se sem ruídos, com feições de absorção mais intensas e profundas, sendo que sua diferença essencial se mostra na posição da feição de absorção do íon CO_3^{2-} centrada em média em 2,321 μm nos dolomitos e em 2,335 μm nos calcários.

Na Figura 5.4b as curvas espectrais dos dolomitos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram uma feição de absorção mais intensa centrada na banda 8 e uma forte mudança na declividade da banda 7. Não foi observada na banda 5 a presença de feição de absorção, apesar de ser observado uma queda nos valores de reflectância da banda 5 para 6.

A Figura 5.4c confirma a presença de uma feição de absorção centrada na banda 8 e a forte mudança na declividade da banda 7, mostrando que não há notável modificação do padrão reamostrado com sua média.

As brechas dolomíticas mostram um comportamento espectral semelhante ao dos dolomitos. Sua principal feição de absorção do íon CO_3^{-2} tem pico médio centrado em 2,317 μm e profundidade média de 1,42. Outras feições de menor intensidade ocorrem entre 1,92 e 1,94 μm . Entre as amostras analisadas foi observada uma diminuição na profundidade média da feição de absorção que passou de 3,56 nos dolomitos, para 1,42 nas brechas. Esta variação pode ser explicada pela presença de fluorita brechas nas amostras SSP51 e SSP33. No entanto, a curva espectral da amostra S139, sem fluorita, apresentou um aumento na profundidade da feição de absorção com valor de 2,33, que é compatível com os valores observados nos dolomitos.

Uma análise comparativa entre as curvas espectrais médias dos calcilitos, calcarenitos, calcários oolíticos e dolomitos reamostrados para resolução espectral do sensor ASTER, para área 1, mostra que existe uma similaridade espectral entre as curvas dos diferentes tipos de calcários e dolomitos e que apresentam sua feição de absorção principal do íon CO_3^{-2} , centrada na banda 8. Pequenas diferenças na declividade das bandas 5, 6, 7 foram observadas entre os calcários, no entanto esta diferença foi mais marcante para os dolomitos, que apresentaram uma forte mudança na declividade da banda 7. A banda 4 em geral apresentou-se para os calcilitos e calcarenitos uma suave declividade e com redução da reflectância em direção a banda 5. Nas amostras de calcário oolítico e dolomito os valores de reflectância entre as bandas 4 e 5 foram aproximadamente constantes. A banda 9 apresentou os maiores valores de reflectância para todos litotipos analisados. Com base na posição das feições de absorção foi verificado que em média os calcilitos e calcarenitos apresentam o pico de absorção centrado em 2,335 μm , enquanto que nos calcários oolíticos o pico de absorção está centrado em 2,332 μm .

Na área 2, foi feita uma caracterização espectral para seguintes grupos de rocha: calcilitos, calcário argiloso e dolomitos. Com base nas medidas espectrorradiométricas foi construída uma biblioteca espectral para cada tipo de calcário e dolomito presente na área estudo. Os espectros foram reamostrados para a resolução espectral do sensor ASTER para permitir a comparação com os espectros amostrados para os pixels da imagem. As Figuras 5.5, 5.6, e 5.7 apresentam as curvas espectrais de reflectância, dos calcilitos, calcários argilosos e dolomitos respectivamente, medidos pelo PIMA e reamostrados para as bandas do ASTER. Os dados aqui apresentados referente aos valores da posição, profundidade das feições de absorção estão apresentados com detalhe no capítulo 4 nas tabelas 4.12, 4.13, e 4.15.

A curva espectral dos calcilitos da área 2 é apresentada na Figura 5.5.

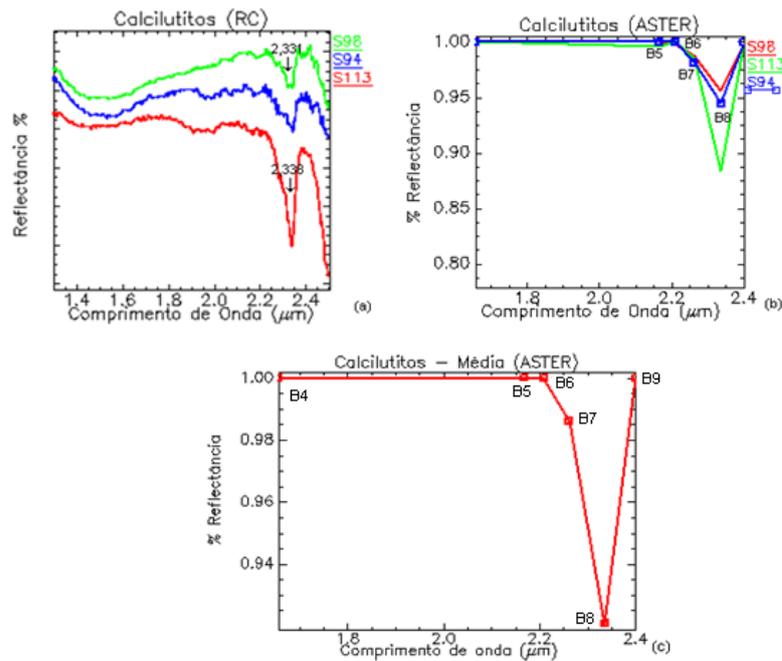


Figura 5.5 - Curvas de reflectância dos calcilutitos (área 2). (a) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (b) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalado para facilitar a visualização).

Na Figura 5.5a verifica-se que as curvas espectrais dos calcilutitos mostram espectros ruidosos, e comportamento padrão com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{-2} é assimétrica e tem seu pico médio centrado em 2,337 μm e profundidade média de 0,79. Outra feição de menor intensidade ocorre em 1,45 μm .

Na Figura 5.5b as curvas espectrais dos calcilutitos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram uma feição de absorção mais intensa correspondente a feição principal centrada na banda 8.

A Figura 5.5c confirma a presença de uma feição de absorção centrada na banda 8 e uma mudança suave na declividade em direção a banda 7 mostrando que não há notável modificação de padrão da curva reamostrada com sua média. Comparando a curva espectral média dos calcilutitos com os calcários da área 1 verifica-se que apresentam um comportamento espectral mais próximo dos calcários oolíticos.

A curva espectral dos calcários argilosos da área 2 é apresentada na Figura 5.6.

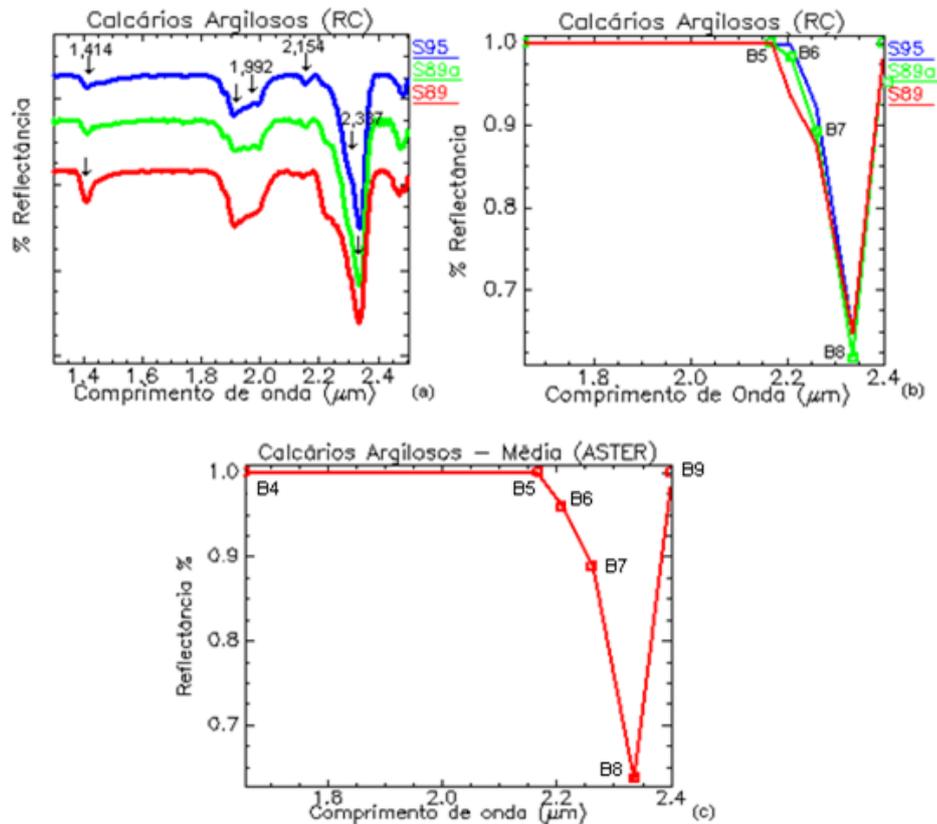


Figura 5.6- (a) Curvas de reflectância dos calcários argilosos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER. (c) Curva média reamostrada para resolução do sensor ASTER, no intervalo espectral do SWIR. (O eixo y referente à reflectância em (a) foi re-escalado para facilitar a visualização).

Na Figura 5.6a observa-se que a forma curva espectral dos calcários argilosos mostra um comportamento marcado por feições de absorção mais intensas e com pouca variação entre as amostras. A feição principal de absorção do íon CO_3^{2-} é assimétrica, e tem seu pico médio centrado em 2,336 μm e profundidade média de 9,47. Outras feições de menor intensidade, porém bem definidas ocorrem em 2,1 μm , 1,99 μm , 1,93 μm , e 1,41 μm . As curvas espectrais dos calcários argilosos, quando comparadas a dos diferentes tipos de calcários apresentaram feições de absorção mais intensas e profundas mostrando um aumento do valor de profundidade das feições de absorção. A explicação para este aumento está relacionada à presença de argilominerais nestas rochas, que devido à presença de hidroxila forma feições de absorção mais intensas. A presença de hidroxila nestas rochas está marcada por feições bem definidas nos comprimentos de onda de 2,1 μm e 1,41 μm , características de argilominerais. Observa-se também um aumento no teor Al_2O_3 de 1,72 % (amostra S89), quando comparados a média é de 0,57 dos outros tipos de calcários.

Na Figura 5.6b as curvas espectrais dos calcários argilosos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram uma feição de absorção mais intensa centrada na banda 8. Observa-se que a partir da banda 5 há um suave aumento na declividade da curva espectral em direção a banda 7, com redução nos valores de reflectância.

A Figura 5.6c confirma a presença de uma feição de absorção centrada na banda 8 e a mudança na declividade da curva em direção a banda 7, mostrando que não há notável modificação do padrão reamostrado com sua média.

A curva espectral dos dolomitos e calcário dolomítico da área 2 é apresentada na Figura 5.7.

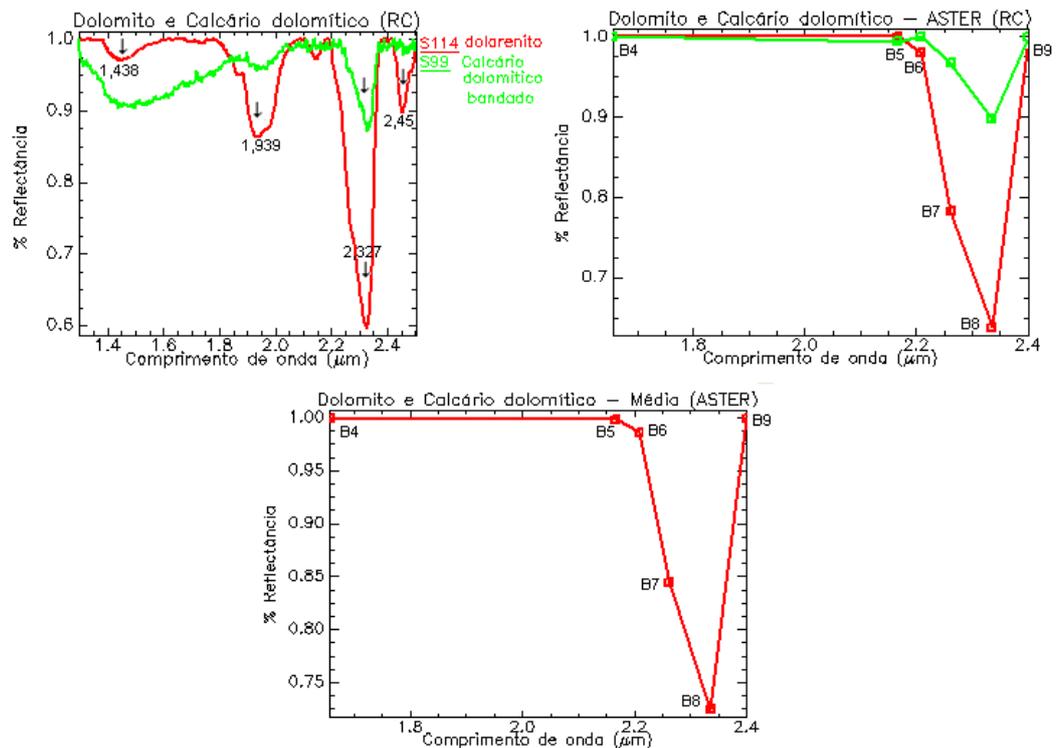


Figura 5.7- (a) Curvas de reflectância espectral dos dolomitos e calcários dolomíticos das amostras coletadas em campo. (b) Curvas reamostradas para resolução espectral do ASTER.

Na Figura 5.7a observa-se que a forma da curva espectral dos dolomitos e dos calcários dolomíticos mostra um comportamento padrão formando por patamares planos. A feição principal de absorção do íon CO_3^{-2} é aberta, assimétrica e tem seu pico médio centrado em 2,328 μm e profundidade média de 7,69. Outras feições de menor intensidade ocorrem em 2,45 μm , 2,1 μm , 1,93 μm , e 1,43 μm , sendo perceptível apenas na amostra S114. Comparado aos dolomitos da área 1 verifica-se que houve um aumento na profundidade a feição de absorção média dolomitos da área 2, passando de 3,56 na área 1 para 7,69 na área 2. Este aumento de profundidade, associado à presença de feições de absorção bem definidas na amostra S114, em 2,1 μm e 1,43 μm indica a presença de argilominerais nesta amostra.

Na Figura 5.7b as curvas espectrais dos dolomitos e calcários dolomíticos estão reamostradas para a resolução do ASTER, e mostram uma feição de absorção mais intensa centrada na banda 8 e uma mudança na declividade na banda 7 mostrando que não há notável modificação do padrão reamostrado com sua média.

A Figura 5.7c confirma a presença de uma feição de absorção centrada na banda 8 e a mudança na declividade da banda 7, mostrando que houve uma modificação do padrão reamostrado com sua média, que aproximou mais do padrão da amostra de dolomito.

Comparando os resultados obtidos da caracterização espectral dos diferentes tipos de calcários presentes nas áreas de estudo, verifica-se que os espectros são geralmente ruidosos e apresentam em média a banda de principal de absorção do íon CO_3^{-2} , centrada em 2,335 μm nos calcilitos, 2,336 μm nos calcarenitos, 2,332 μm nos calcários oolíticos e 2,336 μm nos calcários argilosos. Outras feições de absorção foram verificadas nos comprimentos de onda: 2,2 μm , 2,0 μm , 1,93 μm e 1,45 μm . Analisando a profundidade das feições de absorção principal verifica-se uma relação entre o aumento da profundidade da feição de absorção com a granulometria da rocha. Esta relação pode ser comprovada entre os calcilitos e calcarenitos, que apresentam em média valores de profundidade de banda de 1,09 e 1,62, respectivamente. No entanto para os calcários oolíticos, apesar de apresentarem uma granulometria maior que estas rochas, o valor da profundidade da banda diminuiu em média para 0,98. A explicação para diminuição desta profundidade está relacionada à presença de matéria orgânica nestas rochas, que atenuou as feições de absorção. Os calcários argilosos, no entanto, apesar de apresentarem granulação fina e valor de profundidade da feição de absorção de 9,5, o valor mais alto entre os espectros analisados. A explicação para este aumento está relacionada à presença de argilominerais nestas rochas, que devido à presença da hidroxila forma feições absorção intensas. Os dolomitos presentes nas áreas de estudo apresentam cor cinza claro, granulação fina a média, com espectros geralmente sem ruidos, e com a feição principal de absorção devido ao íon CO_3^{-2} centrada em média em torno de 2,321 μm . Foi observada a presença de feições menores marcadas nos seguintes comprimentos de onda 1,93 μm e 1,43 μm . Apresentam valores de profundidade de bandas médio de 3,56, na área 1 e de 7,69 na área 2, que é maior que a profundidade dos diferentes tipos de calcários, exceto a dos calcários argilosos, que apresentam profundidade de 9,47.

Comparando as curvas espectrais dos calcários com os dolomitos, não se observa uma diferença marcante entre as larguras e assimetrias das feições de absorção, no entanto, em relação à feição de absorção devido ao íon CO_3^{-2} esta diferença está bem marcada, pois os dolomitos apresentam em média esta feição centrada em 2,321 μm , enquanto a dos calcários em 2,335 μm . Os calcários e dolomitos quando reamostrados para o ASTER apresentam sua feição de absorção principal do íon CO_3^{-2} , centrada na banda 8. Pequenas diferenças na declividade das bandas 5, 6, 7 foram observadas entre os calcários, no entanto esta diferença foi mais marcante para os dolomitos, que apresentaram uma forte mudança na declividade da banda 7.

5.2 - Técnicas de Processamento Digital Aplicadas às Imagens do Sensor ASTER

5.2.1 - Contraste Espectral das Bandas SWIR do Sensor ASTER

Para conhecer as respostas espectrais das rochas carbonáticas nas bandas do sensor ASTER na região do SWIR, foi utilizado neste estudo a imagem referente às áreas 1 e 2, que

apresentam uma excelente exposição de calcários e dolomitos, formando grandes pavimentos rochosos desprovidos de cobertura vegetal.

Para o levantamento de todos os dados estatísticos e espectrais foi utilizada uma cena ASTER da área de estudo, com correções radiométrica e atmosférica. Na análise estatística foi considerada a imagem total e não as classes de unidades individualizadas. Os histogramas descrevem a frequência de distribuição dos níveis de cinza de cada banda em termos do número total de pixels e são a base para o cálculo de medidas estatísticas, como a média, desvio padrão, valores mínimos e máximos.

Na Tabela 5.2 é apresentado o sumário estatístico, para área1, para as seis bandas SWIR do ASTER.

Tabela 5.2 – Sumário estatístico das bandas ASTER da região do SWIR para área 1 (valores de reflectância).

Bandas ASTER	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
4	0,208	0,508	0,370	0,068
5	0,149	0,511	0,238	0,037
6	0,148	0,351	0,244	0,040
7	0,149	0,400	0,239	0,041
8	0,115	0,319	0,198	0,035
9	0,133	0,286	0,201	0,026

Na Figura 5.8 é apresentada a imagem de cada banda espectral, sem realce, seguidas de uma descrição para cada banda das informações contidas na cena.

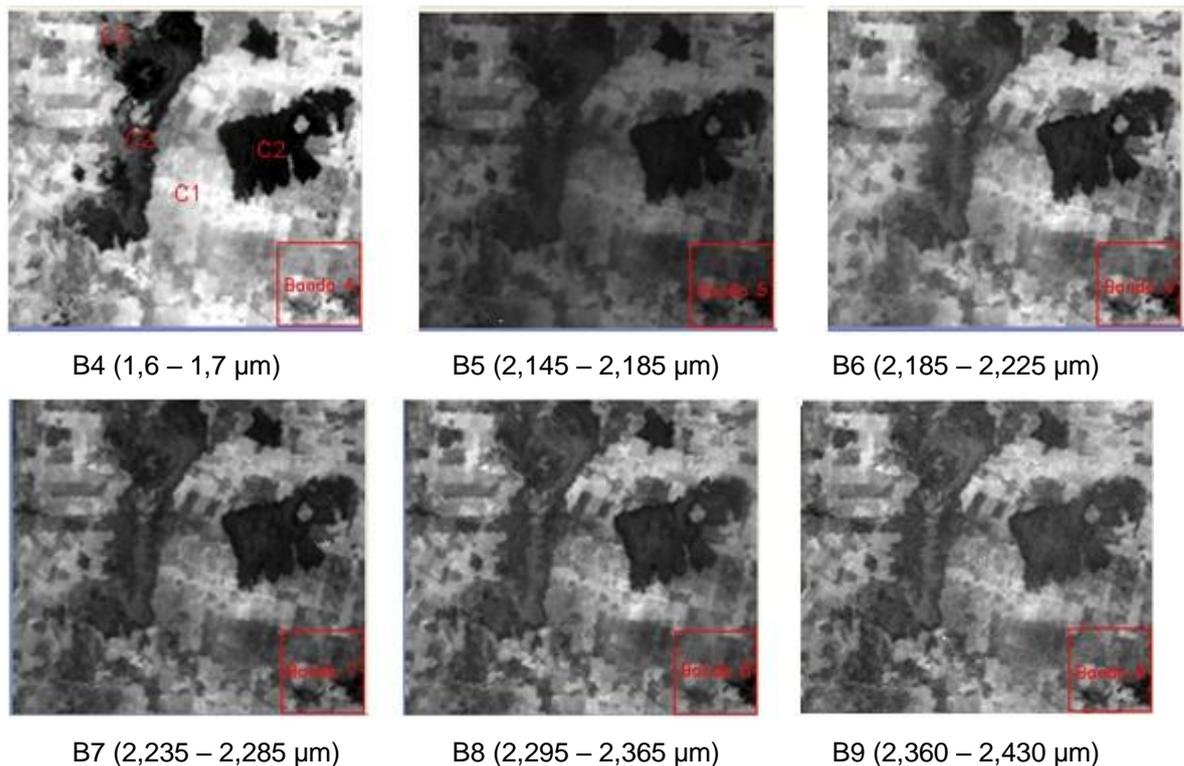


Figura 5.8- Imagem ASTER da região do SWIR , da área 1, referente as banda 4, 5, 6, 7, 8 e 9. As letras C1, C2 e C3 representam, respectivamente, os membros inferior, intermediário e superior da formação Sete Lagoas.

A banda 4 (1,60-1,70 μm) é a banda que contém a maior variância, ou seja, o maior conteúdo de informação da cena, a diferença entre seus valores máximos e mínimos são maiores que das demais bandas, exceto para banda 5, possuindo assim maior intervalo de contraste. Esta banda diferencia espectralmente um maior número de alvos na cena e mostra uma maior separabilidade entre as rochas calcárias. Sua maior variância resulta da alta variação de reflectância das unidades calcárias de formas cársticas com *lápies* mais intensos das unidades C2 em relação às unidades C1, C3. Apresenta excelente realce de relevo.

A banda 5 (2,145-2,185 μm) observa-se uma diminuição da expressão do relevo, e menor contraste nas rochas calcárias, que mostram tons de cinza muito próximos.

A banda 6 (2,185 - 2,225 μm) e banda 7 (2,235- 2,285 μm) mostram valores estatísticos muito próximos conforme pode ser visto na tabela 5.2, e apresentam uma variância média que se retrata com um contraste médio entre as rochas calcárias.

A banda 8 (2,295 - 2,365 μm) e banda 9 (2,360 - 2,430 μm) apresentam os mais baixos valores de variância e de contraste entre os alvos, quando comparadas às demais bandas. A banda 9 tem menor contraste que a banda 8, especialmente para as rochas calcárias, mas ainda é possível de se observar uma discriminação entre os diferentes alvos da cena.

Conforme pode ser visto pela matriz de correlação da Tabela 5.3, existe uma alta correlação entre todas as bandas, não permitindo que através da análise visual tenha-se certeza em selecionar qual dessas bandas expressa o melhor contraste dos alvos da cena, para propiciar a discriminação de faciologias de rochas carbonáticas. As altas correlações em todas as bandas da região do SWIR são devidas a pouca variação do comportamento espectral dos seis tipos de

rochas carbonáticas, nos respectivos comprimentos de onda destas bandas. As menores correlações ocorrem entre a banda 4 com as bandas 9,8,7,6 e 5 respectivamente, conforme pode ser verificado pela matriz de correlação.

Tabela 5.3 - Matriz de correlação das bandas do ASTER na região do SWIR para área1.

Bandas ASTER	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8	Banda 9
Banda 4	1.000000					
Banda 5	0.937866	1.000000				
Banda 6	0.948570	0.989070	1.000000			
Banda 7	0.916474	0.983266	0.983066	1.000000		
Banda 8	0.885476	0.973351	0.969068	0.987058	1.000000	
Banda 9	0.852394	0.943635	0.937667	0.959832	0.966555	1.000000

Na Tabela 5.4 é apresentado o sumário estatístico, para a área 2, para as seis bandas SWIR do ASTER, na região espectral do SWIR, e na Figura 5.9 apresenta a imagem de cada banda espectral, sem realce.

Tabela 5.4 – Sumário estatístico das bandas ASTER da região do SWIR para a área 2 (valores de reflectância).

Bandas ASTER	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
4	0,107	0,512	0,326	0,056
5	0,085	0,505	0,208	0,027
6	0,069	0,366	0,212	0,030
7	0,075	0,337	0,206	0,029
8	0,040	0,338	0,172	0,025
9	0,093	0,356	0,183	0,020

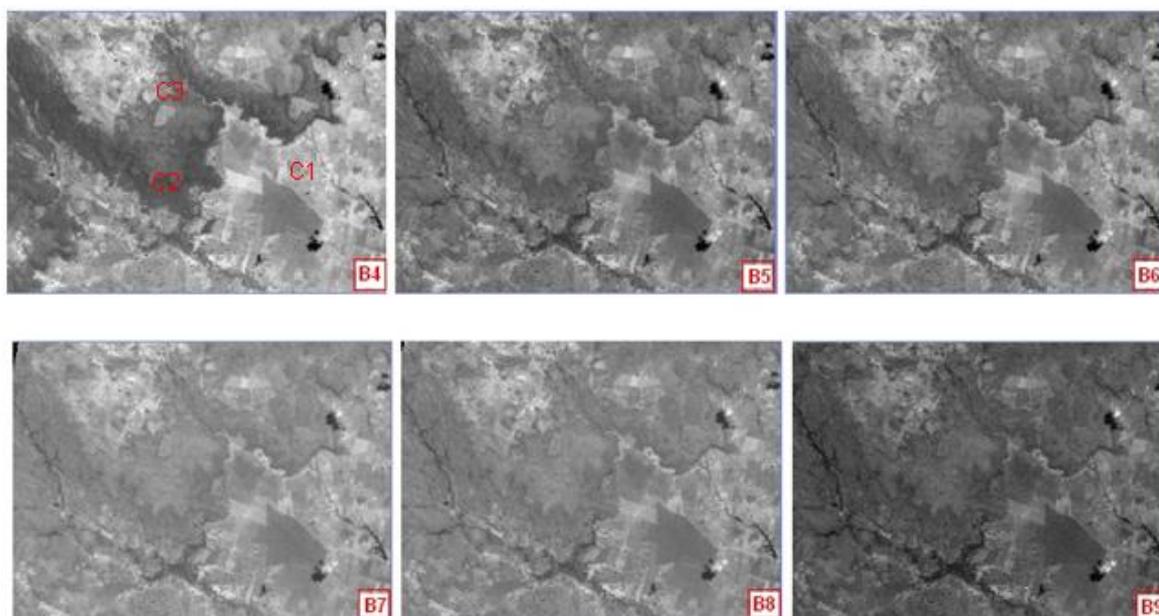


Figura 5.9 - Imagem ASTER da região do SWIR da área 2, referente às banda 4, 5, 6, 7, 8 e 9.

Analisando individualmente as bandas da área 2, verifica-se que apresentam um comportamento bastante semelhante ao da área 1. A mesma análise pode ser verificada pela matriz de correlação (Tabela 5.5), que mostra uma alta correlação entre todas as bandas, também não permitindo que através da análise visual tenha-se certeza em selecionar qual dessas bandas expressa o melhor contraste dos alvos desta área. As menores correlações para esta área ocorrem entre a banda 4 com as bandas 9,8,6,7 e 5 respectivamente, conforme pode ser verificado pela matriz de correlação.

Tabela 5.5 - Matriz de correlação das bandas do ASTER na região do SWIR.

Bandas ASTER	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Banda 8	Banda 9
Banda 4	1.000000					
Banda 5	0.890781	1.000000				
Banda 6	0.906237	0.985979	1.000000			
Banda 7	0.831222	0.956542	0.954455	1.000000		
Banda 8	0.796071	0.961645	0.955593	0.964412	1.000000	
Banda 9	0.751444	0.927859	0.920922	0.919256	0.950585	1.000000

Com base nos dados analisados, para as áreas de estudo, observações de campo e das imagens, verifica-se que os diferentes níveis de reflectância observados são provavelmente associados às variações no relevo cárstico e a variação da composição das rochas principalmente entre as fácies carbonáticas calcínicos e dolomíticos.

5.2.2 - Processamento Digital das Imagens ASTER

Técnicas de processamento digital como composições coloridas e razão de bandas são utilizadas para realçar a imagem visando à identificação de minerais e rochas. Neste estudo verificou-se que existe uma alta correlação entre as bandas do SWIR do ASTER (Tabelas 5.3 e 5.4), deste modo as composições coloridas da banda 4, com as demais bandas apresentaram os melhores realces visuais. Combinações das bandas 456, 458, 469, 568 e 678, mostraram bom realce para estudo de rochas carbonáticas, nas áreas de estudo. Como exemplo, a Figura 5.10 apresenta uma composição RGB 468 para área 1, mostrando um contraste tonal dos afloramentos de calcários, que se mostram entre um tom de cor cinza escuro para os calcários com formas cársticas (1) e azul mais claro onde predomina calcários e dolomitos com superfícies tabulares (2).



Figura 5.10- Composição colorida RGB 468 do sensor ASTER para área 1,mostrando um contraste tonal em (1) para calcários com formas cársticas e (2) para calcário e dolomitos com superfícies tabulares.

Em diversos trabalhos de mapeamento espectral de unidades litológicas por sensores remotos, tem se aplicado razões de bandas com objetivo de mostrar um contraste espectral de feições de absorção específicas. Crowley *et al.* (1989) desenvolveram uma técnica de razão entre bandas com o objetivo de gerar imagens de profundidade relativa de bandas de absorção, denominada *Relative Absorption-Band Depth* (RBD), que pode ser utilizada para diferenciar rochas que possam conter variações composicionais em hidróxidos de alumínio ou magnésio e com íons de carbonato. Rowan & Mars (2003) aplicaram esta técnica para dados SWIR do ASTER em mapeamentos litológicos, com objetivo de identificar carbonatos, muscovita, hematita. Utilizando a razão $RDB=(banda7+banda9)/banda8$ para calcários e a razão

$RDB=(\text{banda6}+\text{banda8})/\text{banda7}$ para os dolomitos, este autores, mostraram que havia uma boa correspondência na distribuição de calcários nas áreas mapeadas, enquanto que os dolomitos mostraram pequena correspondência no mapeamento de unidades litológicas. Ninomiya (2004) propõe o índice de calcita utilizando a razão entre as bandas $(6*9)/(8*8)$.

A Figura 5.11a mostra uma composição colorida RGB 468 do sensor ASTER, com destaque aos afloramentos de rochas carbonáticas das serras de Campo Alegre e Solta. A Figura 5.11b mostra o resultado da aplicação do índice de calcita (IC) segundo Ninomiya (2004) Este índice de calcita aplicado à área 1 resultou na cor amarelo, a indicação provável dos pixels com composição calcítica das áreas das serras de Campo Alegre e Solta. A Figura 5.11c mostra a aplicação da razão RDB para calcários segundo Rowan & Mars (2003), classificando em amarelo e vermelho de prováveis *pixels* de rochas calcárias. Na Figura 5.11d mostra os resultados da razão RDB para dolomitos, e não apresentou resultados significantes na discriminação de dolomitos para a área de estudo. Para as áreas que contenham exclusivamente rochas carbonáticas, como é caso da área de estudo, o trabalho de Ninomiya (2004) apresentou melhor resultado.

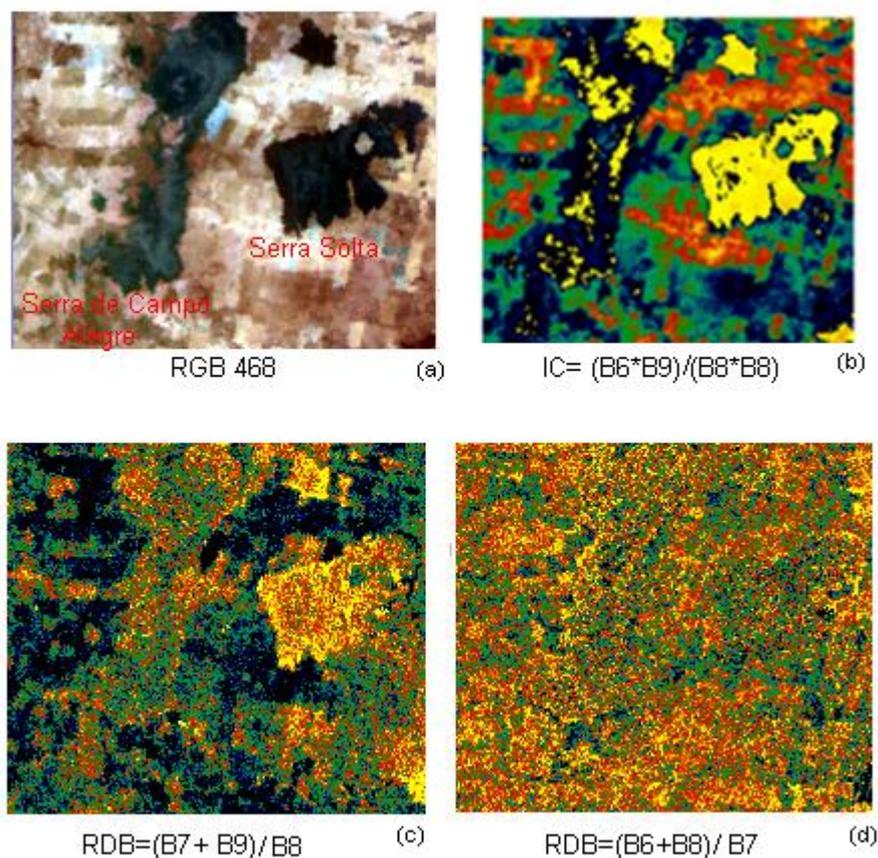


Figura 5.11-(a) Composição colorida RGB 468, com destaque aos afloramentos de rochas carbonáticas das serras de Campo Alegre e Solta. (b) resultado da aplicação do índice de calcita segundo Ninomiya (2004). (c) e (d) resultado da razão profundidade relativa de bandas de absorção para calcários e dolomitos respectivamente, segundo Rowam & Mars (2003).

5.2.2.1- Método de Classificação Espectral

No processamento digital foram utilizadas técnicas de classificação espectral aplicadas ao sensor ASTER, utilizando as ferramentas espectrais do programa ENVI® (RSI 2008). Este programa dispõe de um classificador espectral, o ENVI Spectral Mapping Wizard, que possibilita a identificação de materiais de referência ou *endmembers* espectrais de dados do ASTER. Inicialmente este programa faz uma redução espectral dos dados, através da função *Forward MNF Transform*, que é um processamento que calcula os autovalores das imagens, de tal forma que ordena as imagens em relação aos seus conteúdos de informação e ruídos. O resultado desta transformação está apresentado nas Figuras 5.12 e 5.13. Verifica-se que as informações se concentram principalmente nas três primeiras componentes geradas pelo MNF, enquanto as componentes 4, 5 e 6 apresentam progressivamente os ruídos. A composição colorida das primeiras componentes do MNF mostra que é possível identificar variações tonais nos afloramentos de calcários, que podem estar relacionadas a variações de composição ou relevo.

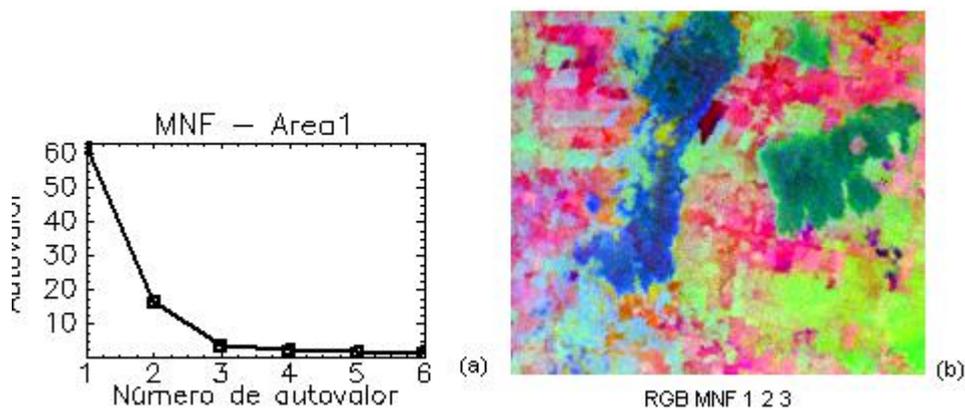


Figura 5. 12 - (a) Gráfico mostrando os autovalores das bandas ASTER transformadas pelo MNF e (b) Composição colorida das bandas MNF 123.

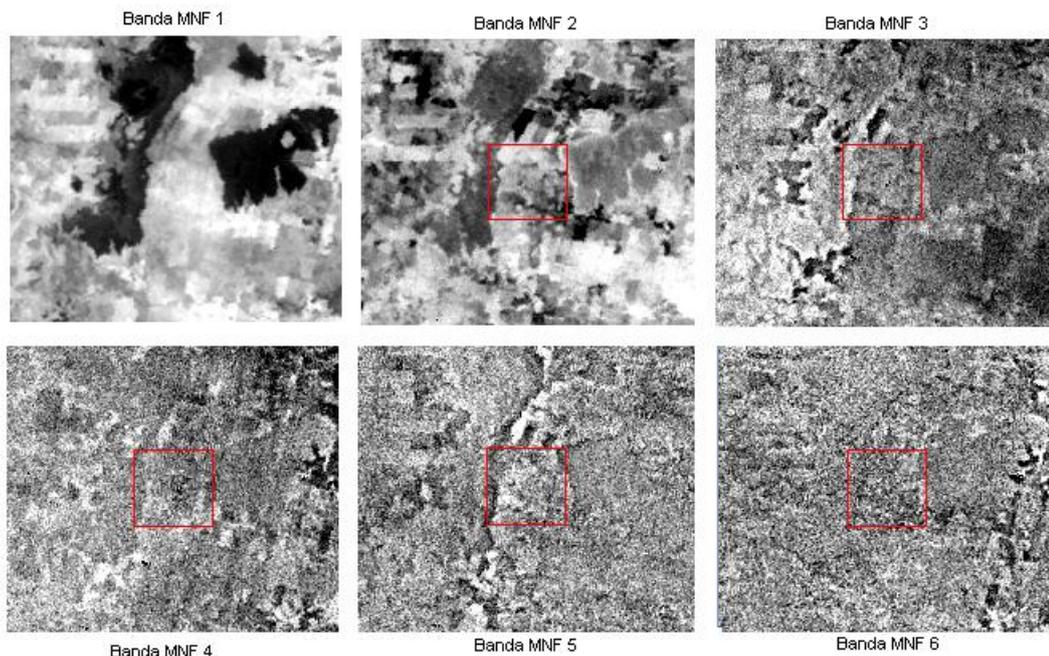


Figura 5.13 - Bandas resultantes da transformação MNF da imagem ASTER, área 1.

Após a transformação do processamento MNF é feito uma determinação da dimensionalidade dos dados, fazendo-se uma redução espectral dos dados e eliminando os ruídos (MNF 4, 5 e 6). Em seguida há a opção de selecionar os *endmembers* a partir da própria imagem ou através de uma biblioteca espectral de amostras de laboratório, para o cálculo dos pixels puros através do índice de pureza do *pixel* (*Pixel Purity Index*- PPI). Neste trabalho o PPI foi computado utilizando 15.000 iterações, com um limiar de 2,5 e mostra como resultado os pixels puros encontrados na imagem.

A Figura 5.14, mostra o resultado do PPI, onde foi possível verificar a identificação de *pixels* puros nas áreas com afloramentos de calcários nas serras de Campo Alegre e Solta.

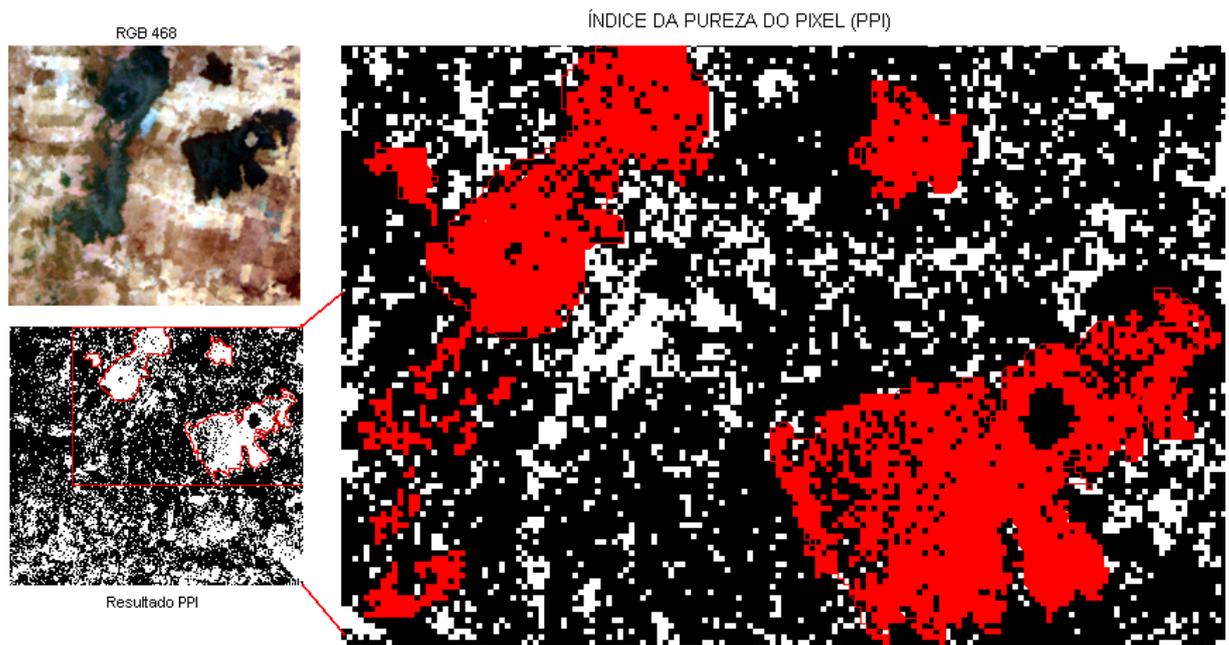


Figura 5.14 - Resultado da aplicação do Índice de Pureza do Pixel (PPI) na imagem ASTER, área 1. Os *pixels* em vermelho e branco representam os *pixels* puros.

A visualização destes *pixels* puros pode ser vista num espaço n-dimensional, permitindo nesta etapa a seleção dos *endmembers*. Os *pixels* puros situam-se nas extremidades dos diagramas de dispersão e são delimitados de forma interativa pelo usuário. Cada cor representa um grupo de *pixels* puros que identifica um tipo de mineral. (Figura 5.15).

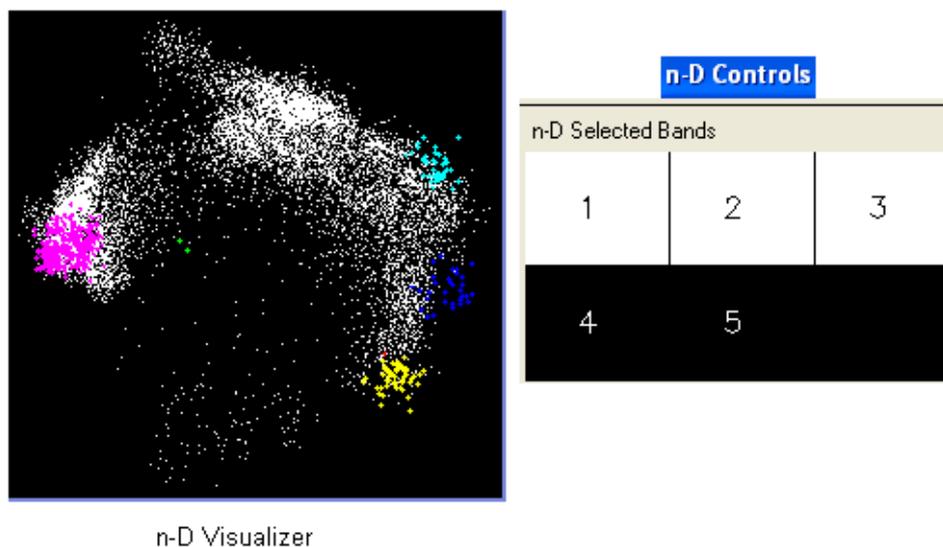


Figura 5.15 – Visualizador n-dimensional e seus controles para seleção dos *endmembers*.

Após a seleção dos *endmembers* são mapeados ou classificados na imagem na etapa seguinte do processamento os materiais que representam os *pixels* puros. Para o mapeamento espectral foi aplicado, neste estudo o método Spectral Angle Mapper - SAM. Segundo Kruse *et al.*, (1993), a técnica SAM permite o mapeamento da similaridade entre o espectro de um *pixel* da imagem e o espectro de referência provenientes de bibliotecas espectrais. O espectro de referência pode ser de campo, laboratório ou extraído da própria imagem. O SAM determina a similaridade espectral entre o espectro teste e o espectro de referência que são convertidos em vetores num espaço n dimensional, onde n é igual ao número de bandas, com base no ângulo entre os espectros, que é medido em radianos. Este método mapeia os materiais que espectralmente predominam no *pixel* e apresenta como resultado dois produtos: um mapa de classes mostrando o melhor ajuste para cada pixel e imagens *rules*. Nas imagens *rules* os valores dos *pixels* correspondem ao ângulo espectral, apresentando-se como pixels claros, relacionados a ângulos grandes, ou seja, de menor similaridade ou com ângulos pequenos (*pixels escuros*) com maior similaridade entre os pixels de referência. As imagens *rules* dos membros de referência podem ser apresentadas na forma de uma composição colorida RGB, visando mostrar a distribuição de áreas dominantes e de mistura espectral entre esses *endmembers* (RSI 2008).

Neste trabalho utilizou-se na técnica SAM, *endmembers* obtidos: i) da imagem, utilizando as ferramentas PPI e n-dimensional (Figura 5.16); ii) das amostras de calcita (HS 48 3B) e dolomita (HS 102.3) da biblioteca espectral do USGS (Figura 5.17); e iii) *endmembers* da biblioteca espectral dos espectros obtidos das amostras de campo (Figura 5.18). Todas as bibliotecas foram reamostradas para resolução do ASTER.

Os resultados do mapeamento espectral obtidos utilizando os *endmembers* calculados na imagem ASTER utilizando as ferramentas PPI e n-dimensional para área 1 está representado na Figura 5.16. A Figura 5.16a apresenta entre as seis classes de *endmembers* separadas pelo PPI, as classes mais representativas. Utilizando a ferramenta *Spectral Analyst* (Figura 5.16b) e

tomando como referência a os *endmembers* das amostras de campo, verifica-se que as classes 5 e 6 classificaram diferentes tipos de calcários, e as classes 3, 4 e 5 separaram as áreas sem afloramentos constituídas de solo e alguma cobertura vegetal. Na figura 5.16c é apresentado o resultado da classificação SAM utilizando 4, 3 e 2 *endmembers*, onde verifica-se que a classe 6 apresentada em vermelho foi a classe que mostrou melhor separação dos afloramentos de rochas calcárias. Na amostragem baseada no pixel puro todos os calcários e dolomitos ficaram concentrados em uma única classe, utilizado no mapeamento espectral, ângulos simples, com valor de 0,10. Para a análise do Spectral Analyst, foram utilizados como biblioteca de referência os dados das amostras de campo com objetivo de separar os calcários de dolomitos, utilizando o método Spectral Feature Fitting (SFF). Para todas as classes os dolomitos apresentaram os menores valores e houve pouca diferença entre os diferentes tipos de calcários.

Como todas as classes se concentram basicamente em uma classe, mesmo variando o ângulo não foi possível discriminar os diferentes tipos de rochas calcárias.

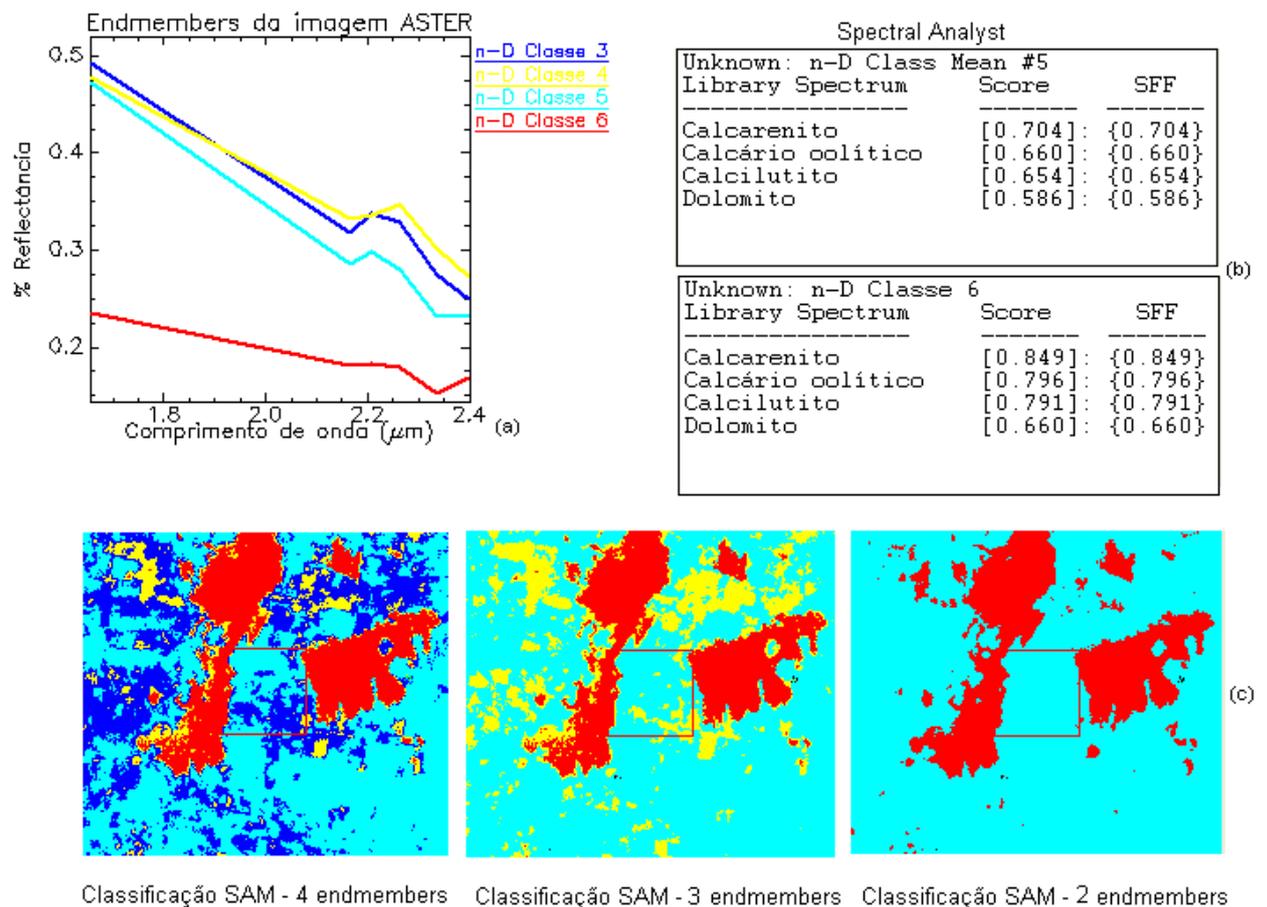


Figura 5.16- Classificação espectral pelo método SAM dos calcários e dolomitos da área 1.

Os resultados do mapeamento espectral obtidos utilizando amostras da biblioteca espectral do USGS para área 1 e 2 estão representados na Figura 5.17. Os pixels em vermelho representam os minerais classificados como calcita e os pixels em azul como dolomita. Analisando as imagens *rules* foram separados como os menores ângulos 0,10 para calcita e

0,08 para dolomita. Tanto na Figura 5.17a, para área 1, como na Figura 5.17b, o utilização de ângulos múltiplos permitiu separar pixels com composição calcítica e dolomítica, nas áreas de estudo.

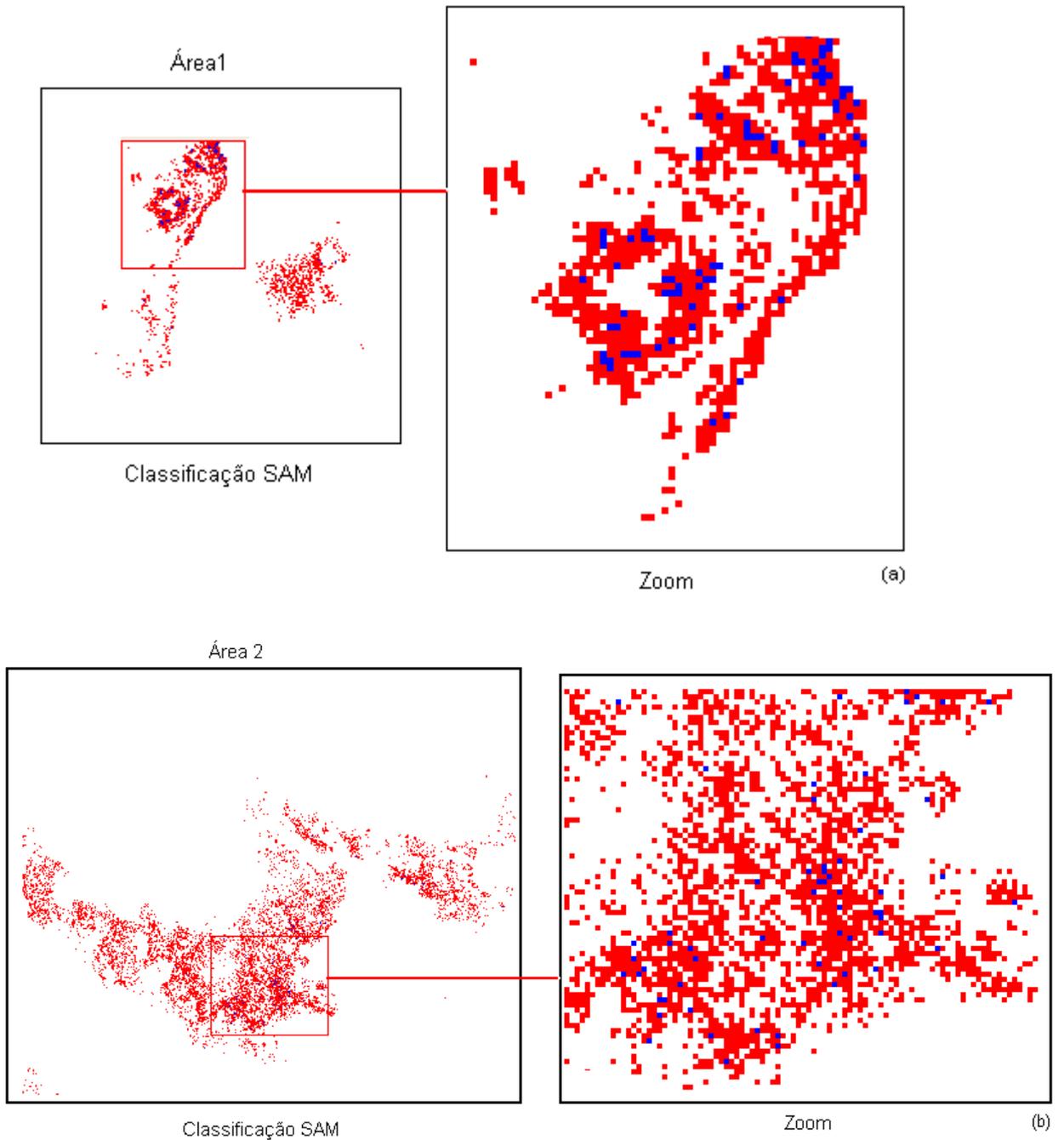


Figura 5.17 - Classificação espectral, pelo método SAM, de calcários e dolomitos utilizando a biblioteca espectral do USGS. Em vermelho são apresentados os *pixels* classificados como calcítico e em azul os *pixels* classificados como dolomitos na área 1(a) e área 2(b).

Os resultados do mapeamento espectral obtidos utilizando *endmembers* da biblioteca espectral dos espectros obtidos das amostras de campo para a área 1 estão representados na Figura 5.18. A Figura 5.18a e b mostra uma composição RGB 456 da área selecionada para

classificação e seu zoom, respectivamente. Na figura 5.18c apresenta o resultado da classificação SAM utilizando valores diferentes de ângulo para cada rocha, mostrando *pixels* de calcarenito (vermelho), calcilutito (verde) e dolomito (azul). Foi necessário analisar as imagens *rules* e separar os menores ângulos, ou seja, com maior similaridade entre os pixels de referência. Foram utilizados nesta classificação os espectros das amostras SP47, SP 46, SP48B e SSP32A, representando os espectros de calcarenito, calcilutito, calcário oolítico e dololutito, respectivamente. Os calcários oolíticos não foram classificados, mesmo utilizando diferentes ângulos, uma explicação para isso ter ocorrido é porque não formam nesta área afloramentos expressivos.

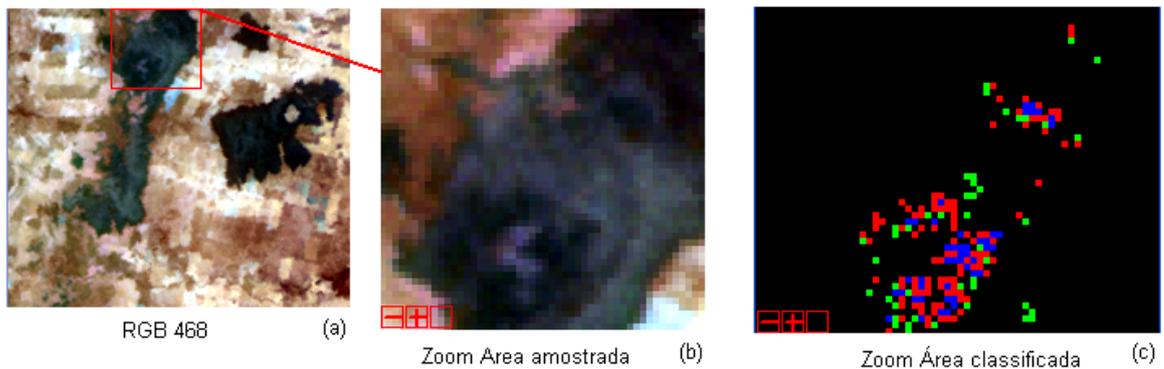


Figura 5.18- Classificação espectral, pelo método SAM, dos calcários e dolomitos da área 1.(a) composição RGB 468, (b) zoom da área amostrada e (c) resultado da classificação SAM utilizando ângulos múltiplos.

A Figura 5.19 representa o resultado da classificação SAM utilizando como *endmembers* a média dos espectros obtidos das amostras de campo da biblioteca espectral aplicado, para área 1. A Figura 5.19a mostra a curva espectral média dos dolomitos, calcilutitos, calcários oolíticos e calcarenitos sem remoção do contínuo e em (b) com remoção do contínuo. A Figura 5.19c apresenta o resultado da classificação SAM utilizando o mesmo valor de ângulo entre todas as classes e no valor de 0,10. Ao utilizar média de cada litotipo, como *endmembers*, foram classificados *pixels* de calcarenitos (na cor magenta) e de dolomitos (em vermelho). Este resultado é bastante coerente, pois analisando as curvas médias dos calcários na Figura 5.19b verifica-se que apresentam resposta espectral muito semelhante, diferenciando apenas quando comparados aos dolomitos. Na Figura 5.19d apresenta o resultado da classificação SAM utilizando valores diferentes de ângulo para cada rocha, mostrando como resultado *pixels* de calcarenito (magenta), calcilutito (verde) e dolomito (vermelho). Foi necessário analisar as imagens *rules* e separar os menores ângulos, ou seja, com maior similaridade entre os pixels de referência.

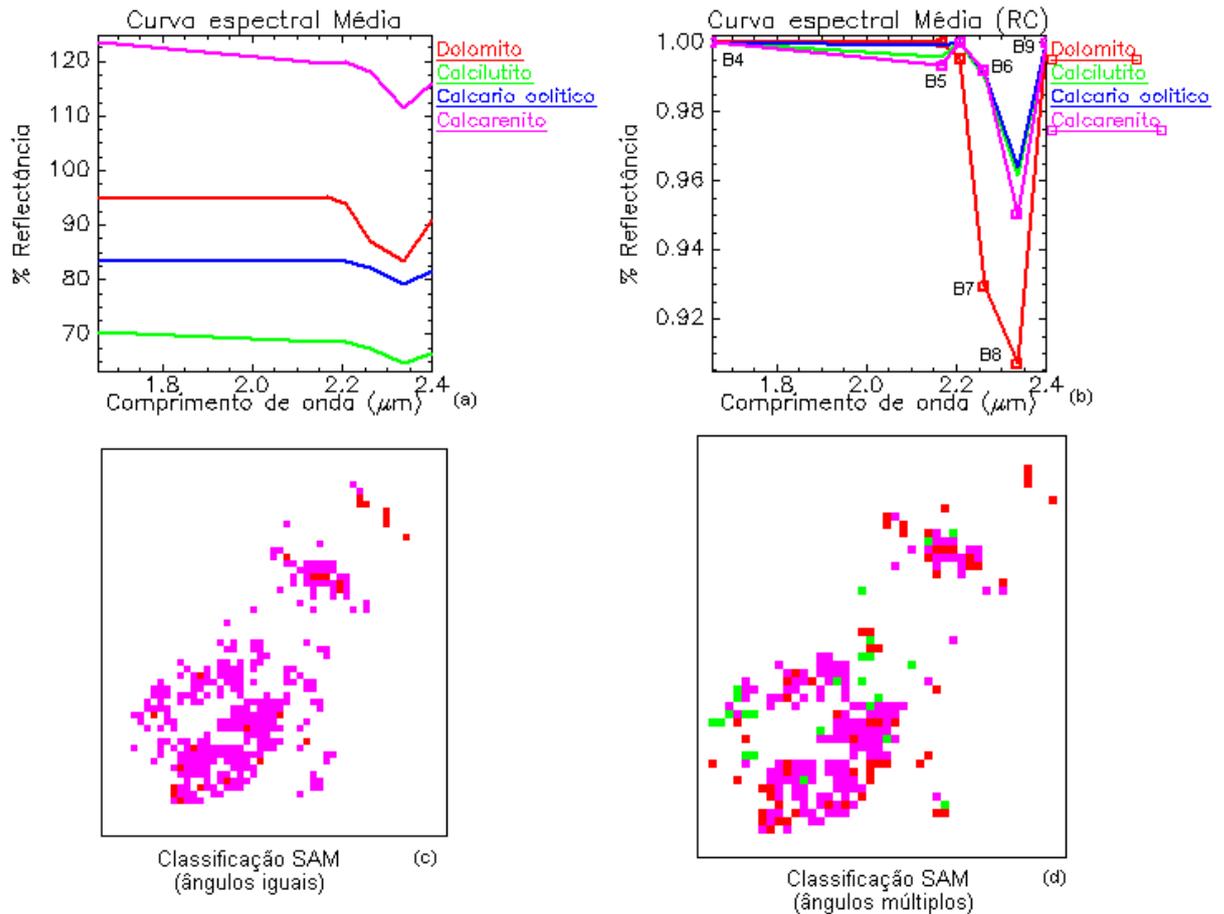


Figura 5.19- Resultado da classificação espectral, pelo método SAM na área 1.(a) curva espectral média dos dolomitos, calcilutitos, calcários oolíticos e calcarenitos sem remoção do contínuo (b) curva espectral média com remoção do contínuo. (c) resultado da classificação SAM utilizando o mesmo ângulo para todos os litotipos e (d) resultado da classificação SAM utilizando ângulos múltiplos.

A Figura 5.20 representa o resultado da classificação SAM utilizando como *endmembers* a média dos espectros obtidos das amostras de campo da biblioteca espectral da área 2. Foi utilizado com espectro de referência a amostra S89 de calcário argiloso e amostra S114 de dolomito, A figura 5.20 mostra o resultado desta classificação, onde foi utilizado ângulos múltiplos, que foram selecionados com base na análise das imagens *rules*. Os *pixels* que aparecem em vermelho na janela de zoom representam os *pixels* classificados como dolomito e em azul como calcário argiloso.

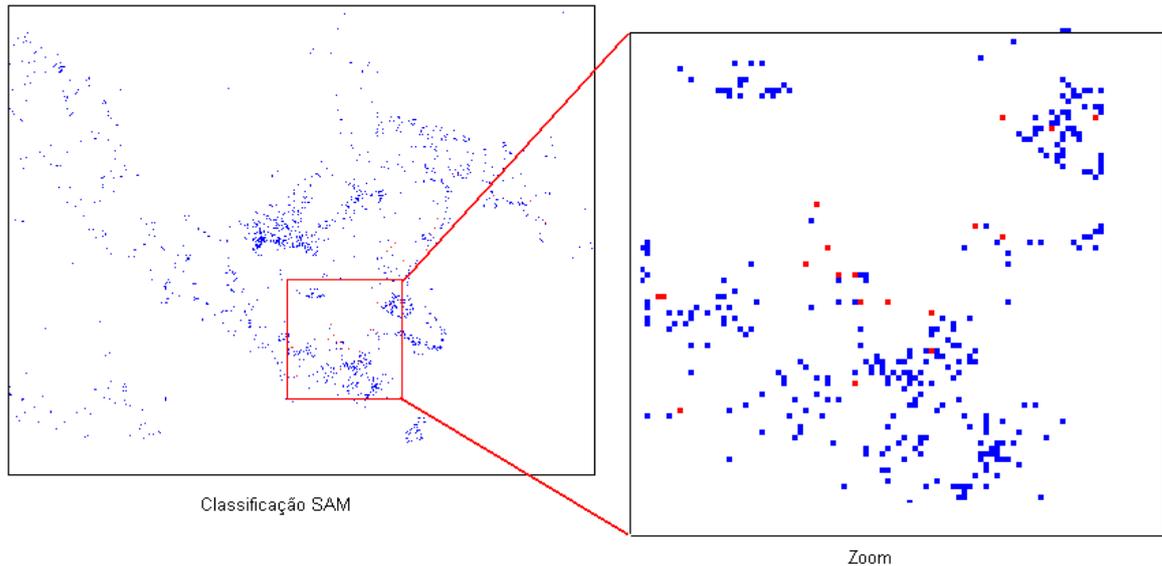


Figura 5.20- Classificação espectral, pelo método SAM, dos calcários argilosos e dolomitos da área 2, utilizando as amostras S114 (dolomito em vermelho) e S89 (calcário argiloso em azul).

A utilização da técnica de classificação espectral SAM, mostrou eficaz na separação de rochas carbonáticas na região do infravermelho de ondas curtas, utilizando imagens do sensor ASTER. No entanto é necessária uma análise criteriosa das imagens *rules*, para separar os valores dos *pixels* que correspondem ao menor ângulo espectral, (*pixels* escuros), ou seja, com maior similaridade entre os *pixels* de referência.

Devido à similaridade na resposta espectral das rochas carbonáticas, a composição coloridas das imagens *rules* não apresentou uma distribuição clara das áreas dominantes e de mistura espectral entre os *endmembers*

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A utilização da espectrorradiometria de reflectância obtida em laboratório de amostras de campo possibilitou definir o comportamento espectral dos diferentes grupos de carbonatos presentes nas áreas de estudo. Com base nas observações de campo, descrição de lâminas petrográficas e análises químicas foram identificadas seis tipos de rochas carbonáticas: calcilutitos, calcarenitos, calcários oolíticos, calcários argilosos, dolomitos e brechas dolomíticas. Pela análise espectral observa-se que a posição da principal da feição de absorção do íon CO_3^{-2} nos calcilutitos, calcarenitos e calcários argilosos são próximas e tem seu pico centrado em média em 2,335 μm , enquanto nos calcários oolíticos está centrado em 2,332 μm . As principais diferenças entre os calcários estão marcadas pelo aumento da profundidade das feições de absorção com o aumento da granulometria, e a presença de argilominerais, ou a diminuição com a presença de matéria orgânica e opacos. A presença de argilominerais em amostras de calcários argilosos adiciona feições de absorção nos comprimentos de onda de 1,4 μm e 2,2 μm relacionadas à presença de hidroxila e Al-OH respectivamente, sendo observado um aumento no teor de Al_2O_3 . As brechas dolomíticas e dolomitos são espectralmente similares e apresentam sua feição principal média centrada em 2,321 μm .

As curvas de espectrais das rochas carbonáticas com presença de matéria orgânica mesmo em quantidade menor que 0,1%, mostraram uma redução no valor da reflectância e mascaramento total ou parcialmente algumas feições espectrais. Os espectros da maioria das rochas calcárias são ruidosos, exceto para os calcários argilosos e dolomitos, que apresentam espectros definidos. A análise espectral mostrou que as diferenças espectrais das rochas carbonáticas são sutis entre os calcários calcíticos e dolomitos, mas permitem uma distinta separação espectral entre os dois litotipos. Observa-se que as diferenças espectrais e texturais de rochas calcárias e dolomíticas não causam diferenças espectrais significativas o que dificulta a classificação de variações faciológicas destes carbonatos por sensoriamento remoto.

O uso de técnicas de processamento digital para dados hiperespectrais adaptados para sensores multiespectrais, como a técnica de classificação espectral SAM, mostrou potencial para mapeamento de rochas carbonáticas, no entanto é necessário analisar os resultados das imagens *rules* visando identificar o melhor ângulo a ser utilizado na classificação SAM. Neste estudo, há um predomínio de afloramentos de rochas calcárias deste modo a classificação SAM foi mais efetiva para identificar *pixels* de calcários, pois os dolomitos são pouco aflorantes e na maioria das vezes está intercalado aos calcários, o que acaba dificultando sua discriminação. Embora as bandas do sensor ASTER no SWIR apresentem uma resolução espectral limitada a seis bandas e resolução espacial de 30 m, essa faixa espectral caracterizou as principais feições de absorção dos carbonatos. As curvas espectrais dos calcários e dolomitos reamostrados para a resolução do ASTER mostraram que a feição de absorção mais intensa está centrada na banda 8 do ASTER. Este intervalo (2,295 - 2,365 μm) coincide com o intervalo correspondente a posição da principal da feição de absorção do íon CO_3^{-2} nos calcilutitos, calcarenitos, e calcários

argilosos, que tem seu pico centrado em média em 2,335 – 2,336 μm e dos calcários oolíticos e dolomitos que apresentam seu pico centrado em média em 2,332 μm e 2,321 μm , respectivamente. Este fato pode ser considerado como uma limitação desta banda para separação de *pixels* puros de rochas calcárias e dolomíticas.

A espectrorradiometria de reflectância mostrou ser uma ferramenta importante no estudo de rochas calcárias e dolomíticas. Esta ferramenta foi útil para caracterização e diferenciação de tipos de calcários permitindo separar os grupos pela variação granulométrica e a na presença de impurezas como matéria orgânica e argilominerais. A espectrorradiometria mostrou ser uma ferramenta útil para aplicações no setor da indústria, por ser um método de avaliação rápido e barato permitindo classificar os carbonatos de acordo com o seu aproveitamento econômico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams M., Hook S. (1995). Simulated ASTER data for geological studies. IEEE Trans. On Geosc. And Remote Sensing, **33**: 847-861.
- Abrams M., Hook S. 2001. Aster user handbook Version 2. NASA. Jet Propulsion Laboratory. 135p.
- Bigarella J.J., Becker R.D., Santos, G. F., Passos E., Suguio K. 1994. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. UFSC, 1 edição, 242-293.
- Conceição Filho, V.M., Monteiro D.M., Rangel P. de A., Garrido I.A.de A. 2003. Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e Iuiú, Bahia: geologia e potencialidade econômica. Salvador, CBPM, 76p.
- Christofolletti, A. 1980. Geomorfologia. Edgard Blucher, 2 edição, São Paulo, 153-157.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze, G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. Journal of Geophysical Research. **95** (B8): 12653 - 12680.
- Clark R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy. In: Rencz A.N. Remote Sensing for the Earth Sciences, Manual of remote sensing. Ryerson, R.A.(ed.) 3. John Wiley & Sons, Inc. New York, 3-58.
- Conceição Filho, V.M. *et al.* 2001. Projeto bacia do São Francisco. Salvador: SICM: CBPM, 44p.
- Conceição Filho, V.M., Monteiro D.M., Rangel P. de A., Garrido I.A.de A. 2003. Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e Iuiú, Bahia: geologia e potencialidade econômica. Salvador, CBPM, 76p.
- Crósta A.P., Souza Filho C. R. Azevedo F. 2002. Caracterizando halos de alteração hidrotermal em depósitos auríferos epitermais com os sensores multiespectrais orbitais Landsat;TM e Aster: O caso do Distrito de Los Menucos, Argentina, In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa, Anais, **1**: 1-1.
- Crósta A.P., Souza Filho C. R., Diego F. Ducart. 2003. Alteration Mapping for gold Exploration in Patagonia. Argentina, using ASTER Imagery. In: Proceedings of the American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) 2003. Annual Conference: Technology: Converging at the top of the word, 1-12.
- Crowley J. K. 1986. Visible and near-infrared spectra of carbonate rocks: reflectance variations related to petrographic texture and impurities. Journal of Geophysical Research, Washington, DC, **91** (B5): 5001-5012.
- Da Silva S. M. P., Crosta A.P., Souza Filho C.R. 2007. Mapeamento lito-mineralógico de zonas de alteração hidrotermal na porção sul da Província Pegmatítica Borborema Seridó (RN/PB) com dados Terra/ASTER. In: Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, 21-26 abr. INPE, 2183-2185.
- Ducart D.F. 2004. Caracterização da alteração hidrotermal associada as ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 86 p.
- ERSDAC. Earth Remote Sensing Data Analysis Center. Disponível em: <https://imsweb.aster.ersdac.or.jp/ims/html/DRP>. Acessado em 14 maio 2008.
- ERSDAC. Earth Remote Sensing Data Analysis Center. 2005. ASTER Level 2B01V, 2B01S, 2B05V, 2B05S Data Products Specification. (GDS Version). Version 1.3.

ESRI. Environmental Systems Research Institute. 2008. ArcGis Versão 9.3.

Ferreira Júnior, L.G. 1993. Discriminação de produtos de alteração hidrotermal através de espectrorradiometria e análises de imagens digitais TM. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 106 p.

Gaffey S.J. 1986. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near Infrared (0,35-2,55µm): Calcite, Aragonite and Dolomite. *American Mineralogist*, **71**: 151-162.

Gaffey S.J. 1987. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0,35-2,55µm): Anhydrous Carbonate Minerals. *J. Geophys. Res.*, **90** (B2): 1429-1440.

Hunt G.R., Salisbury J.W. 1971. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, **2**: 195-205.

Hunt G.R., Salisbury J.W. 1976. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: XI. Sedimentary Rocks. *Modern Geology*, **5**: 211-217.

Hunt G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, **42** (3): 401-413.

Hunt G.R. 1979. Near Infrared (1,3-2,4 µm) Spectra of alteration minerals potencial for use in remote sensing. *Geophysics*, **44** (12): 1974-1986.

Integrated Spectronics Pty Ltd. PIMA SP Acquisition. Versão 2.2., PIMAView. Versão 3.1.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/cidadesat>. Acessado em 10 out. 2009.

INPE - Instituto de Pesquisas Espaciais. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.gov.br/CDSR> Acessado em 15 jun. 2009.

Iwasaki, A., Tonooka, H. (2005). Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/SIWR. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(12): 2747-2751.

Jensen, J. R. 2009. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres / John R. Jensen; tradução José Carlos Neves Epiphany (coordenador) ... [et al.]. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2009.

Kalinowski A. Oliver Simon. 2004. ASTER mineral index processing manual. *Remote Sensing Applications. Geosciences Australia*. 37 p.

Kruse F.A., Leflcoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SISP) - Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, **44**: 145-163.

Lima B.E.M. 2003. Avaliação das imagens do Sensor ASTER para discriminação espectral de variações faciológicas no granito Serra Branca, Estado de Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 115p.

Lima V.S. 2003. Assinaturas espectrais de gossans associados a mineralizações de Pb-Zn-Ba na Bacia de Irecê (BA): Um estudo baseado em dados dos sensores TM e ASTER. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154 p.

Maron, J.P. *et al.* 1980. Projeto Geoquímica do Bambuí: relatório final. Salvador: CPRM, Convênio DNPM-CPRM.

Meneses P.R. 1986. Avaliação e Seleção de Bandas do Sensor Thematic Mapper do LANDSAT - 5 para a Discriminação de Rochas Carbonáticas do Grupo Bambuí como subsídio ao Mapeamento de Semidetalhe. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233 p.

Meneses P.R., Ferreira Júnior L.G. 1995. Comportamento espectral de alvos naturais como base para interpretação de imagens multiespectrais. Texto Universitário. Instituto de geociências. Universidade de Brasília.

Meneses P.R., Madeira Netto J.S. 2001. Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais. Organizadores P.R.Meneses, J.S.Madeira Netto. Brasília, DF. UnB; Planaltina: Embrapa Cerrados, 262 p.

Miranda L.L.F., Monteiro, M.D., Cavalcanti J.C.C., Valle C.R.O., Silva J.C. 1976. Projeto Fluorita da Serra do Ramalho. Salvador – BA, SME: CBPM, 92 p. Convênio SME/CPM-CBPM.

Misi A., Iyer S.S.S., Coelho C.E.S., Tassinari C.C.G., Franca Rocha W.J.S., Gomes A.S.R., Cunha I.A., Toulkeridis T., Sanches A.L. 2000. A metallogenic evolution model for the PB-ZN deposits of the Mesozoic and Neoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco Craton, Bahia and Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 302-305.

Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggianni P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S.S. 2007. Chemostratigraphic Correlation of Neoproterozoic Successions in South America. *Chem. Geol.* **237**: 161-185.

Monteiro M. D. 1981 - Projeto Fluorita, fase 2: relatório final. Salvador. CBPM 26 p. Convênio SME-CBPM.

NASA - National Aeronautics and Space Administration. Jet Propulsion Laboratory 2008. Disponível em: <http://asterweb.jpl.nasa.gov>. Acessado em 15 set. 2009.

Ninomiya Y. 2002. Lithologic mapping with multiespectral ASTER TIR and SWIR data. *Proceedings of SPIE*, **5234**: 180-190.

Ninomiya Y. 2004. Mapping quartz, carbonate minerals and mafic-ultramafic rocks using remotely sensed multiespectral thermal infrared ASTER data. *Proceedings of SPIE*, **4710**: 191-202.

Rowan L.C. 1998. Analysis of simulated advanced spaceborne thermal emission and reflection (ASTER) radiometer data of Iron Hill, Colorado, study area for mapping lithologies. *Journal of Geophysical Research*, **103** (D24): 32291-32306.

Rowan L.C., Hook S.J., Abrams M.J., Mars J.C. 2003. Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced spaceborne thermal Emission and Reflection (ASTER), a new satellite-imaging system. *Economic Geology*, **98**: 1019-1027.

Rowan L.C., Mars J.C. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, **84**: 350-366.

RSI. Research System. 2008. The Environment for Visualizing Images - ENVI, Versão 4.5.

Sampaio, J. A., Matos de Almeida, S.L. 2005. Calcário e dolomito. Comunicação técnica elaborada para edição do livro Rochas & Minerais Industriais: usos e especificações. CETEM, capítulo 15, 327-350.

Sanches, A. L., Misi A., Kaufman, A.J, Azmy, K. 2007. “As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do S. Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese”. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-suplemento): 182-194, dezembro 2007. (Arquivo digital disponível em www.sbgeo.org.br).

Souza Filho C. R., Tápia C.H., Crósta A.P., Xavier R.P. 2003. Infrared spectroscopy and ASTER imagery analysis of hydrothermal alteration zones at the Quellaveco Porphyry-Copper Deposit, Southern Peru. In: *Proceedings of the American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) 2003. Annual Conference: Technology: Converging at the top of the word*, p.1-12.

SRTM - [Shuttle Radar Topography Mission](http://www.dpi.inpe.br/topodata/acesso.php). Disponível em:
<http://www.dpi.inpe.br/topodata/acesso.php>. Acessado em 20 nov. 2009.

Yamaguchi Y., Khale A.B., Tsu H., Kawakami T., Pniel M. 1998. Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). IEEE Transactions on Geosc. and Remote Sensing, **4** (36).

Yamaguchi Y., Naito C. 2003. Spectral índices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. International Journal of Remote Sensing, **24** (22): 4311-4323.

Wikipedia. A enciclopédia livre. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Carbonato>
Acessado em 15 jan. 2010.

ANEXO I

FICHAS PETROGRÁFICAS

SSP30

A lâmina mostra interface entre duas camadas. Assim, é possível visualizar o acamamento.

Camada 1 (ocupa cerca de 50% da lâmina)

Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: muito bem preservada. Porcentagem: 100%

Camada 2 (ocupa cerca de 50% da lâmina)

Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: bem preservada. Porcentagem: 25%

Componente aloquímico: Intraclastos, Esparíticos

Grau de preservação: mal preservados.

Tamanho: Há dois grupos de tamanho de intraclastos nessa lâmina: o primeiro formado por intraclastos menores medem aproximadamente 140 micrômetros; o segundo grupo é formado por intraclastos maiores com aproximadamente 1000 micrômetros.

Porcentagem: 75%

Teste químico com vermelho de Alizarina: nesta amostra foi possível notar que a camada dominada por intraclastos reagiu bastante com a solução de vermelho de alizarina, enquanto que na camada essencialmente micrítica não houve reação. Ao final da reação a camada dominada por intraclastos apresentou uma coloração vermelho forte, já a camada micrítica não houve nenhuma alteração em sua coloração. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta uma camada de composição calcítica intercalada com outra de composição dolomítica.

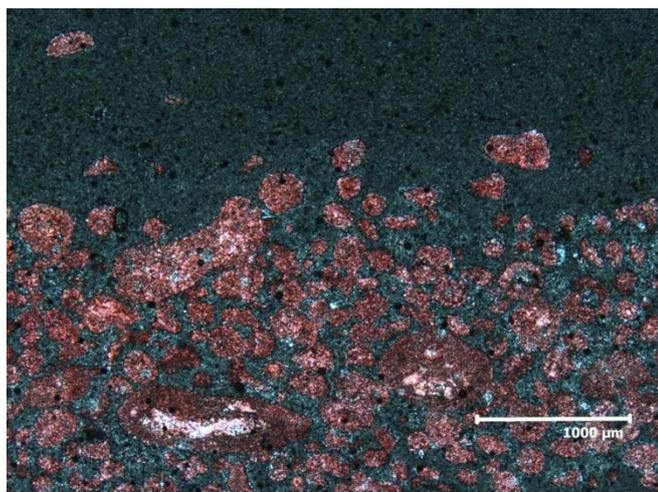
Classificação/interpretação ambiental (Camada 1):

Dolalutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).

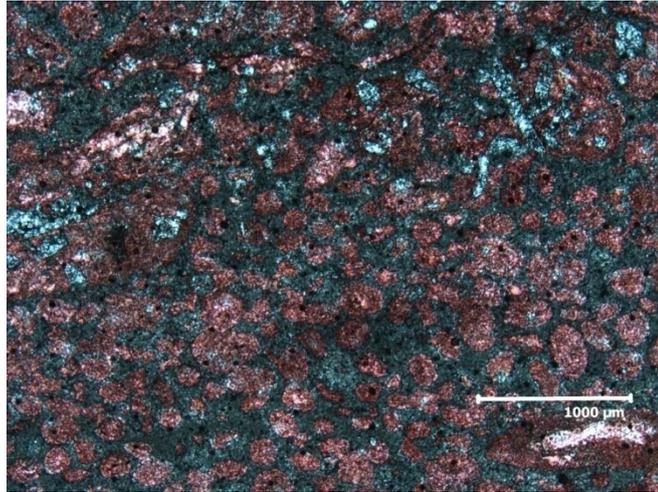
Classificação/interpretação ambiental (Camada 2):

Intracalcimicrarenito. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.

Em ambas as camadas observa-se a presença de veios de calcita cortando as camadas. O contato entre as duas camadas é gradativo.



SSP30 - Contato entre a camada mudstone e a packstone. A camada dominada por intraclastos (packstone) reagiu bastante com a solução de vermelho de alizarina, indicando ser predominantemente calcítica. Já a camada essencialmente micrítica (mudstone) não apresentou reação, indicando apresentar composição dolomítica. Micrografia a N//.



SSP30 – Camada de packstone. Há intraclastos esparíticos moderadamente a mal preservados. Os intraclastos menores apresentam forma esférica, enquanto que os intraclastos maiores são alongados. O componente ortoquímico presente nesta camada é a micrita, que ocorre muito bem preservada. Micrografia a N//.

SSP 32

Nesta lâmina é possível visualizar o acamamento.

Camada 1 (ocupa cerca de 35% da lâmina).

Componente ortoquímico: Micrita.

Grau de preservação: muito bem preservado. Porcentagem: 100%

Camada 2 (ocupa cerca de 65% da lâmina)

Componente aloquímico: Oncólitos

Formado por lâminas concêntricas algais.

Forma: em geral esféricos, mas há alguns alongados.

Grau de preservação: Mal preservados, alguns ocorrem recristalizados.

Tamanho: alguns oncólitos medem aproximadamente 600 micrômetros e outros medem aproximadamente 180 micrometros. Porcentagem: 20%

Intraclastos compostos em geral alongados.

Núcleo compostos por intraclastos ou por oncólitos menores.

Grau de preservação: Mal preservados, alguns ocorrem recristalizados.

Tamanho: dois grupos de tamanho de intraclastos compostos: o primeiro é formado por intraclastos maiores, com aproximadamente 3000 micrômetros; o segundo é formado por intraclastos menores, com aproximadamente 700 micrômetros. Porcentagem: 50%

Componente ortoquímico: Micrita.

Grau de preservação: a micrita apresenta-se localmente recristalizada. Porcentagem: 30%.

Presença de alguns estilólitos e uma relativa abundância em matéria orgânica.

Teste químico com vermelho de Alizarina: nesta amostra foi possível notar que a camada dominada por aloquímicos reagiu bastante com a solução de vermelho de alizarina, enquanto que na camada essencialmente micrítica não houve reação. Ao final da reação a camada dominada por aloquímicos apresentou uma coloração vermelho forte, já a camada micrítica não houve nenhuma alteração em sua coloração. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta uma camada de composição calcítica em contato com outra de composição dolomítica.

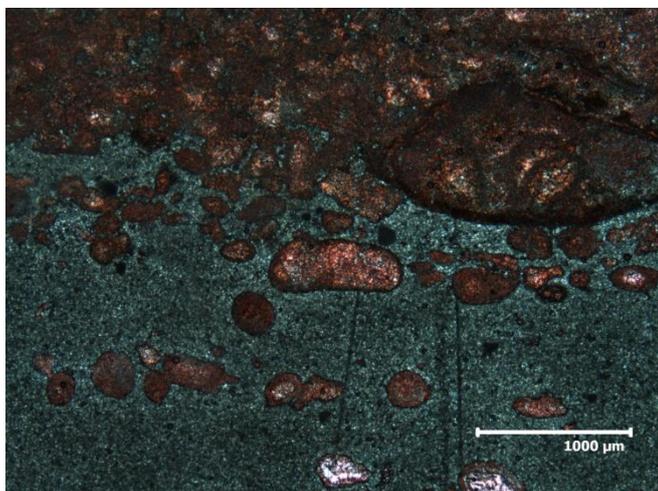
Classificação/interpretação ambiental (Camada 1):

Dolalutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de

embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas neríticas a pelágica (profundos).

Classificação/interpretação ambiental (camada 2):

Oointracalcimicrarudito Ambiente de deposição de alta energia. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de talude proximal.



SSP32 - Contato entre a camada de rudstone e a de mudstone. A camada dominada por componentes aloquímicos (rudstone) reagiu bastante com a solução de vermelho de alizarina, indicando ser predominantemente calcítica. Já a camada essencialmente micrítica (mudstone) não apresentou reação, indicando apresentar composição dolomítica. Micrografia a N//.

SP51-I

A lâmina abrange a interface entre duas camadas.

Camada 1 (ocupa cerca de 37% da lâmina)

Componente ortoquímico: Esparita fina

Grau de preservação: Bem preservado. Porcentagem: 100%

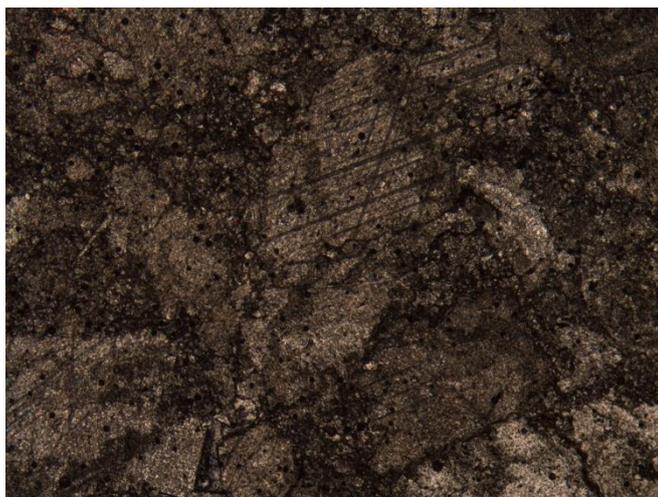
Observação: Foi possível observar nesta camada romboedros característicos da dolomita, a rocha apresenta-se dolomitizada.

Teste químico com vermelho de Alizarina: Nesta amostra, tanto a camada 1 como a camada 2 reagiu moderadamente com a solução de vermelho de alizarina. Apresentou ao final da reação uma coloração rosa pálido. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta composição calcítica.

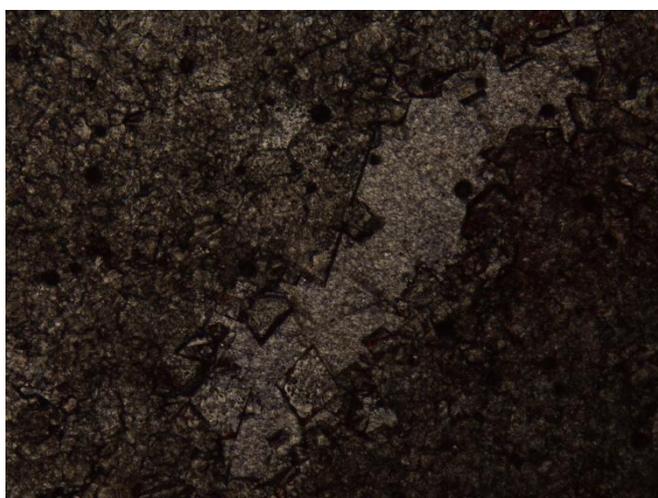
Classificação/interpretação ambiental (Camada 1):

Calciesparito. Ambiente de deposição de alta energia, podendo ser enquadrado no ambiente de talude proximal da plataforma carbonática de Wilson.

Classificação (Camada 2): brecha.



SP51-I-Brechas dolomíticas e romboedros de dolomita



SP51-I-Romboedros de dolomita

SSP-26

Componente aloquímico: Intraclastos Micríticos

Forma: alongada, grau de preservação: bem preservados.

Tamanho: há dois grupo de intraclastos micríticos, no primeiro os intraclastos variam de 1 cm a 2 cm. O segundo grupo é formado por intraclastos que medem aproximadamente 180 micrômetros.

Porcentagem: 82%

Intraclastos Esparíticos

Forma: arredondada. grau de preservação: mal preservados.

Tamanho: aproximadamente 150 micrometros. Porcentagem: 9%

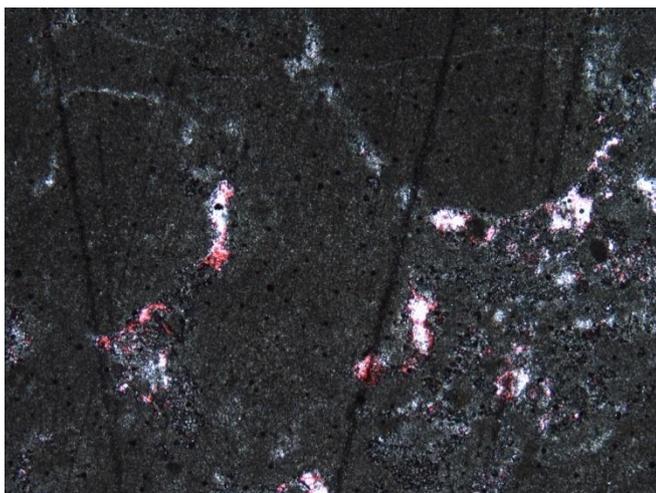
Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: bem preservada. Porcentagem: 9%

Teste químico com vermelho de Alizarina: nesta amostra foi possível notar que não houve reação com a solução de vermelho de alizarina. Ao final do teste não houve nenhuma alteração em sua coloração. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta uma composição dolomítica.

Classificação/interpretação ambiental:

Intradolamicroarudito. Ambiente de deposição de alta energia. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de talude proximal.



SP26-Micrita com bolsões de recristalização.

SSP-29

Nesta lâmina é possível visualizar o acamamento.

Camada 1 (ocupa cerca de 50% da lâmina)

Componentes aloquímicos: Oncólitos compostos

Formado por lâminas concêntricas algais

Forma: em geral alongados, mas há alguns esféricos

Núcleo compostos por oncólitos ou por outros oncólitos menores.

Grau de preservação: Muito bem preservados.

Tamanho: varia de 600 a 800 micrômetros. Porcentagem: 45%.

Intraclastos compostos

Forma: em geral alongados.

Núcleo compostos por oncólitos ou intraclastos menores.

Grau de preservação: bem preservados.

Tamanho: há dois grupos de tamanho de intraclastos compostos: o primeiro é formado por intraclastos maiores, com aproximadamente 4000 micrômetros; o segundo é formado por intraclastos menores, com aproximadamente 900 micrômetros.

Porcentagem: 20%

Componente ortoquímico: Micrita

-Grau de preservação: Muito bem preservados. Porcentagem: 35

Camada 2 (ocupa cerca de 50%)

Componente ortoquímico: Micrita

A camada micritica ocorre tanto abaixo como acima da camada de oncólitos.

Grau de Preservação: Em uma das porções a micrita aparece muito bem preservada, porém em outra porção esta camada micrítica apresenta-se levemente recristalizada.

Porcentagem: 100%

Na porção mais recristalizada da camada micrítica há uma zona de estilólitos.

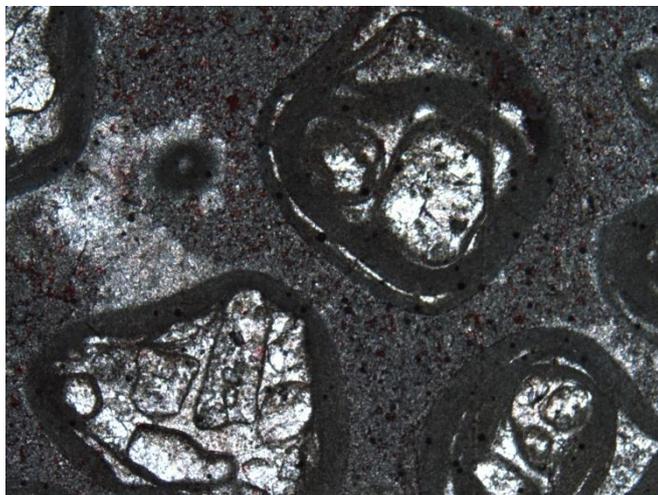
Teste químico com vermelho de Alizarina: nesta amostra foi possível notar que a camada dominada por aloquímicos reagiu bastante com a solução de vermelho de alizarina, enquanto que na camada essencialmente micrítica não houve reação. Ao final do teste na camada dominada por intraclastos, os oncólitos e os intraclastos apresentaram uma coloração vermelho forte, enquanto que o componente ortoquímico desta camada não apresentou mudança de coloração. Já a camada micrítica também não houve nenhuma alteração em sua coloração. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta uma camada de composição predominantemente calcítica intercalada com outra de composição dolomítica.

Classificação/interpretação ambiental (Camada 1):

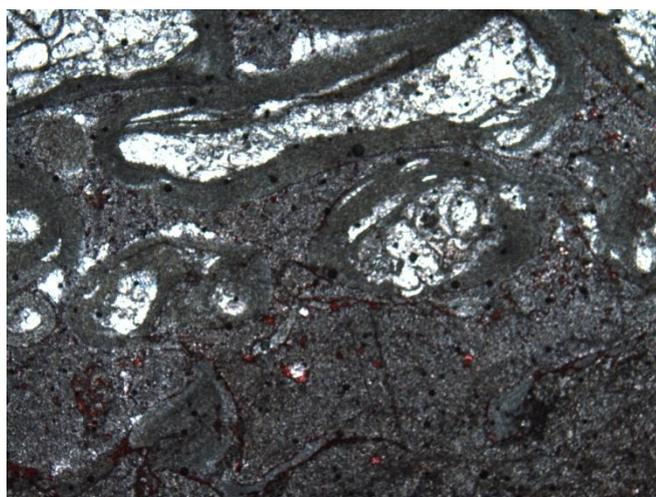
Oocálcimicrarenito. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.

Classificação/interpretação ambiental (Camada 2):

Dolalutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).



SSP29-Oncólitos



SP29-Contato entre as camadas

SSP-33

A lâmina abrange a interface entre duas camadas. Assim, é possível visualizar o acamamento.

Camada 1 (60% da lâmina):

Componente aloquímico: Intraclastos Esparíticos

Forma: arredondada.

Grau de preservação: mal preservados.

Tamanho: Aproximadamente 250 micrometros. Porcentagem: 6%

Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: bem preservada. Porcentagem: 94%

Observa-se a presença de veios de calcita cortando as camadas.

Camada 2 (40% da lâmina):

Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: bem preservada. Porcentagem: 100%

Observações:

- Foi possível observar a presença de veios de calcita cortando as camadas.

Teste químico com vermelho de Alizarina: Nesta amostra foi possível notar que a camada 2, mais clara, reagiu levemente com a solução de vermelho de alizarina, enquanto que na camada 1, de coloração mais escura, não houve reação. Ao final do teste a camada 2 (mais clara) apresentou uma coloração levemente rosada, já a camada micrítica não houve nenhuma alteração em sua coloração. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta uma camada de composição calcítica intercalada com outra de composição dolomítica.

Classificação/interpretação ambiental (camada 1):

Dolalutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).

Classificação/interpretação ambiental (camada 2):

Calclutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).

SP-50

Componente ortoquímico: Micrita

Grau de preservação: Moderadamente preservada. Foi possível observado bolsões de recristalização. Porcentagem: 100%

Foi possível observar a presença de veios de calcita cortando as camadas.

Teste químico com vermelho de Alizarina: Esta amostra reagiu moderadamente com a solução de vermelho de alizarina. Apresentou ao final da reação um coloração vermelha. O teste químico permitiu afirmar que esta amostra apresenta composição essencialmente calcítica.

Classificação/interpretação ambiental:

Calclutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).

SP42

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos.

Grau de preservação: maioria preservada e alguns recristalizados, tamanho: até 1 mm. Porcentagem: 15%

Há um grande intraclasto totalmente recristalizado, alongado e arredondado, totalmente recristalizado, com 2,8 mm de comprimento e 0,4 mm de largura.

Componente ortoquímico: micrita levemente recristalizada, com focos de recristalização total. Porcentagem: 85%.

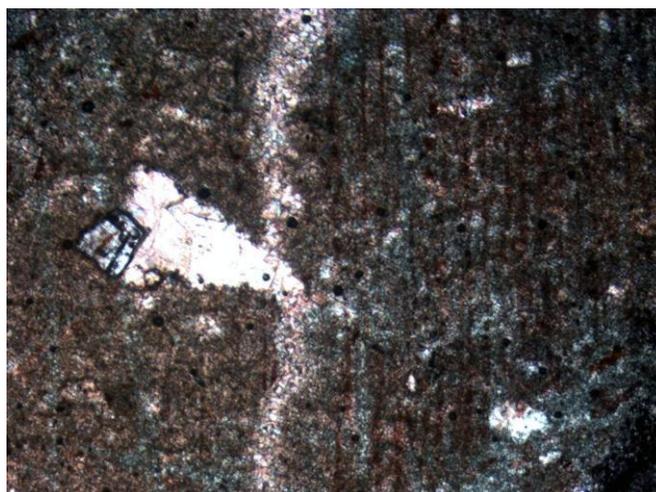
Presença de pequenos veios de calcita, com espessura aproximada de 0,2 mm. Um deles possui comprimento de 1,5 cm, e os outros dois se encontram cortados pelo limite da lâmina, não sendo possível determinar o comprimento total.

Classificação/interpretação ambiental:

Intracalcimicrarenito médio. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.



SP42 - Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. Presença de intraclasto totalmente recristalizado, flutuando em matriz com micrita. As zonas brancas da micrita são zonas de recristalização total.



SP42- Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. A lâmina está avermelhada devido à reação com vermelho de alizarina, que denota que a composição da rocha é calcítica. Aproximadamente no centro da imagem, na vertical, há um veio de calcita, interceptado por um bolsão de recristalização.

SP44

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos

Grau de preservação: o grupo de intraclastos menores apresenta-se bem preservado no geral, mas no grupo de intraclasto maiores uma boa parte está recristalizada.

Tamanho: grupo de intraclastos maiores: cerca de 0,4 mm e outro menor: cerca de 0,05mm.

Oólitos: esferas perfeitas

Grau de preservação: completamente recristalizados e com tamanho de 0,4mm.

Porcentagem aloquímicos:40%

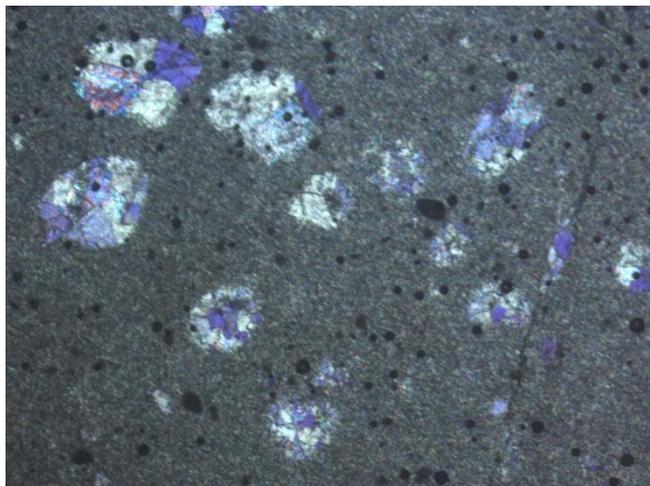
Componente ortoquímico: micrita

Grau de preservação: bem preservada, apenas localmente recristalizada e porcentagem de 60%

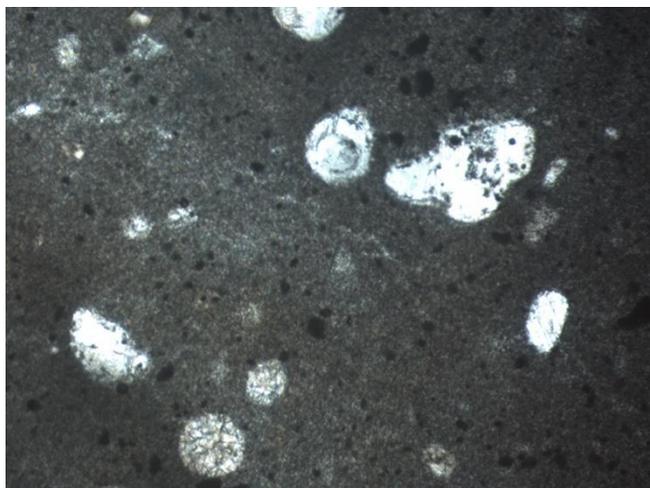
Observações: presença de veios

Classificação/interpretação ambiental:

Intraoocálcimicrarenito ou *wackstone*. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.



SP44-Intraclastos micríticos menores bem preservados, intraclastos maiores recristalizados e lama carbonática (micrita). Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.



SP44- Intraclastos micríticos menores bem preservados, intraclastos maiores e oólitos recristalizados e micrita. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.

SP 44B

Componentes aloquímicos: Oncólitos simples e compostos.

Grau de preservação: bem preservados, tamanho de até 2 mm.

Intraclastos micríticos: grau de preservação: bem preservados, tamanho: até 1 mm.

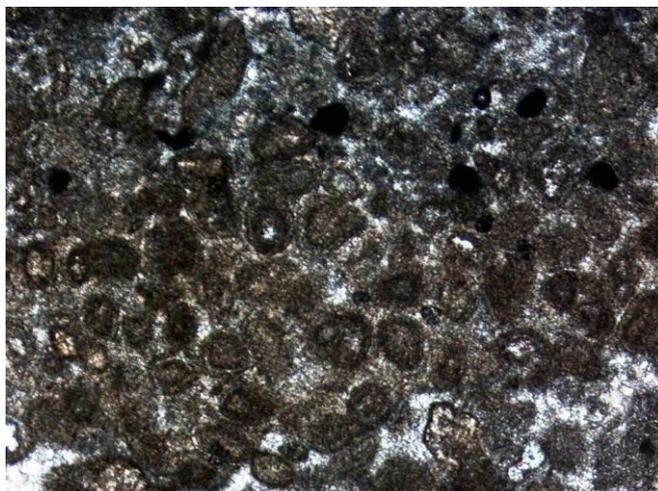
Oólitos: grau de preservação: bem preservados, tamanho: até 0,5 mm, porcentagem aloquímicos: 45%

Componente ortoquímico: micrita, porcentagem: 55%.

Há presença de um estilólito e de finos veios de calcita, alguns ortogonais entre si, com espessuras variando de 0,1 a 1 mm.

Classificação/interpretação ambiental:

Oointracalcimicrarenito médio. Ambiente de deposição de energia moderada a alta, podendo ser enquadrado no ambiente *backreef* da plataforma carbonática de Wilson, ou até num ambiente de talude proximal.



SP44B - Fotomicrografia tirada a N // no aumento de 4X. Na imagem, os componentes aloquímicos mais arredondados são oncólitos, enquanto que os mais alongados são intraclastos micríticos. As partes brancas são zonas de recristalização total da micrita.

SP 47

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos com formas variadas, desde arredondados e esféricos a alongados, com grau de preservação: maioria levemente recristalizada (marrons claros) e alguns bem preservados (mais escuros).

- tamanho: varia entre aprox. 0,1 – 1,5 mm.

- porcentagem: 60%

Componente ortoquímico: esparita fina, com bolsões de recristalização marmorizados. Porcentagem: 40%.

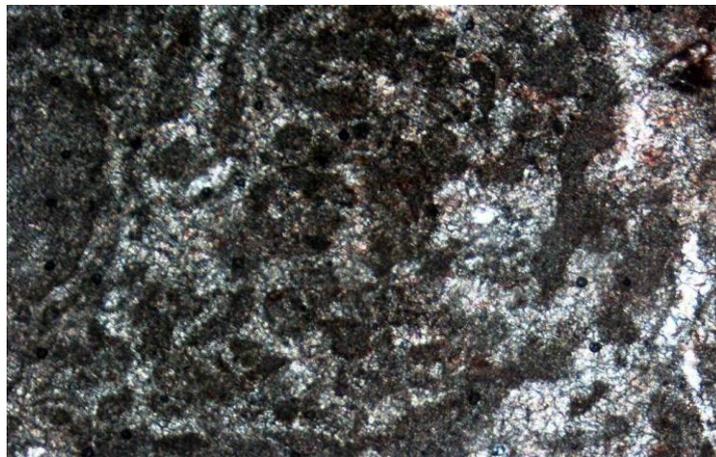
Observações: os contatos entre os aloquímicos são pontuais e planares.

Classificação/interpretação ambiental:

Intracalciesparenito grosso ou *grainstone* intraclástico. Ambiente de deposição de alta energia, podendo ser enquadrado no ambiente de talude proximal da plataforma carbonática de Wilson.



SP47 - Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. No centro da imagem está a zona de estilólitos. O componente ortoquímico é esparita fina.



SP47- Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. Os aloquímicos são intraclastos micríticos. No lado direito da imagem apresenta um bolsão de recristalização.

SP48B

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos com formas variadas, grau de preservação: recristalizados, tamanho: até 1 mm.

Oóides, grau de preservação: recristalizados, tamanho: média de 0,5 mm.

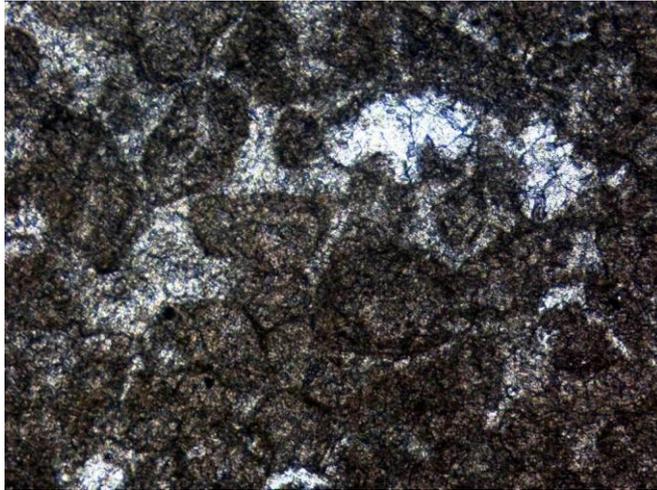
Porcentagem aloquímicos: 85%

Componente ortoquímico: esparita. Porcentagem: 15%.

Os contatos entre os aloquímicos são pontuais e planares.

Classificação/interpretação ambiental:

Oointracalciesparenito médio. Ambiente de deposição de alta energia, podendo ser enquadrado no ambiente *backreef* da plataforma carbonática de Wilson.



SP48B- Fotomicrografia tirada a N//, no aumento de 10X. O campo de visão é de 1,2 mm de largura por 1 mm de altura. As partes marrons da imagem correspondem a intraclastos micríticos, circundados por esparita.

SP 52A

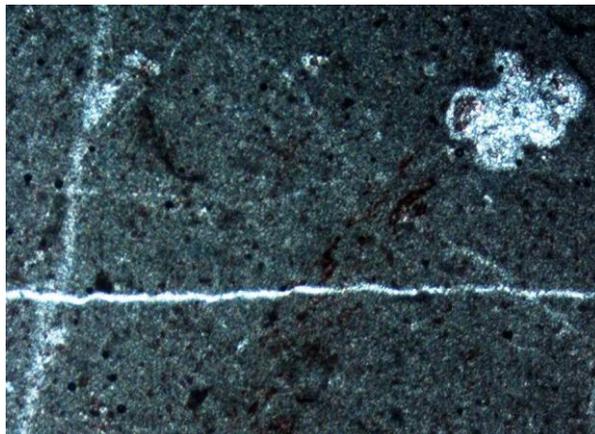
Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos com formas irregulares e variadas, desde arredondados e esféricos a alongados, grau de preservação: varia desde bem preservados a totalmente recristalizados, tamanho: 0,2 – 0,8 mm. Porcentagem: 10%

Componente ortoquímico: micrita levemente recristalizada. Porcentagem: 90%.

Presença de veios de calcita, com espessuras variando entre 0,04 e 0,4 mm.

Classificação/interpretação ambiental:

Intracalcimicrarenito. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou nas zona nerítica a pelágica.



SP52A- Fotomicrografia tirada a N//, no aumento de 4X. Há dois veios de calcita praticamente ortogonais, se cruzando no lado esquerdo da imagem. As partes brancas são intraclastos recristalizados e o restante, em cinza, é micrita.

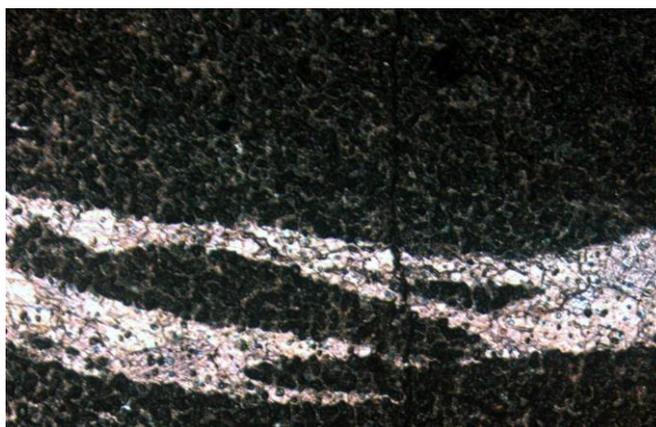
SP 53

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos marrons, grau de preservação: bem preservados, porcentagem: 10%.

Componente ortoquímico: micrita levemente recristalizada, com bolsões de recristalização. A rocha apresenta porosidade secundária, resultado de dissolução local do carbonato (porcentagem aprox. 5%). Os poros têm tamanho médio aproximado de 0,5mm. Presença de minerais opacos como acessórios (porcentagem aprox. 5%) e veios de calcita, com espessura média de 1 mm.

Classificação/interpretação ambiental:

Intracalilito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).



SP53-Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. Na figura, na parte inferior, há um veio de calcita, cortado por uma fratura vertical. O componente ortoquímico é micrita.



SP53-Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. No canto inferior esquerdo da figura, há uma bolinha branca, que é um poro. Na parte superior direita há um veio de calcita. O componente ortoquímico é micrita, e as partes brancas são zonas de recristalização.

SP52B

Componente Aloquímico: Intraclastos micríticos de forma arredondada, sendo alguns mais alongados, outros mais esféricos.

Grau de preservação: maior parte dos intraclastos estão bem preservados, mas há alguns intraclastos grandes bem recristalizados no canto da lâmina, com tamanho de cerca de 0,35mm.

Oólito: presença de um oólito na lâmina com esfericidade perfeita e grau de preservação moderadamente preservado

Porcentagem de aloquímicos: 70%

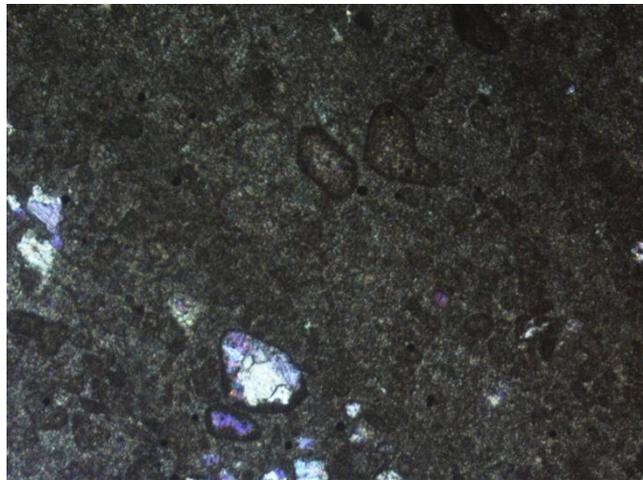
Componente ortoquímico: micrita

Grau de preservação: bem preservada, localmente recristalizada em uma borda e porcentagem: 30%

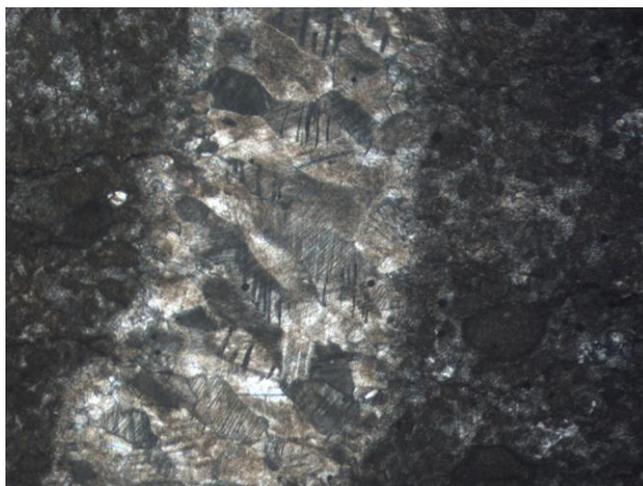
Observações: presença de veios e estilólito paralelo ao acamamento.

Classificação/interpretação ambiental:

Intraoocálcimicrarenito médio ou *packstone* intraclástico. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.



SP52B- Intraclastos micríticos bem preservados, intraclastos recristalizados e micrita. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.



SP52B- Micrita e veio de calcita. Escala: 3,5mm de largura e 2,5mm de altura.

SP54

A lâmina com interface entre duas camadas, separadas por um estilólito aproximadamente paralelo ao plano de acamamento. Uma camada ocorre em apenas 10% da lâmina, e a outra ocupa o restante.

Camada de menor ocorrência

Componentes aloquímicos: Intraclastos com formas irregulares, grau de preservação: totalmente recristalizados, tamanho: 0,2 – 0,85mm, porcentagem: 40%

Componente ortoquímico: micrita levemente recristalizada. Porcentagem: 60%.

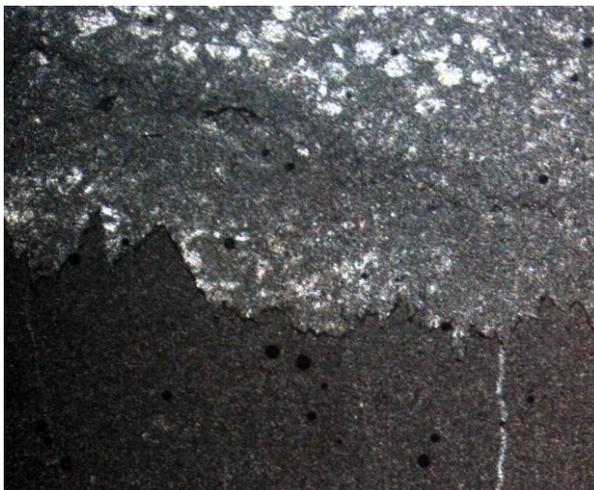
Classificação/interpretação ambiental:

Intracalcimicrarenito médio. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.

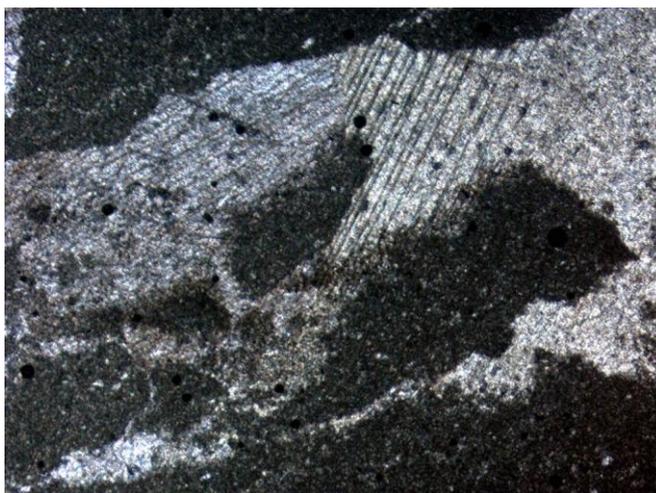
Camada de maior ocorrência

Componente ortoquímico: micrita bem preservada.

Calclutito. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).



SP54- Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X. A figura mostra a interface entre duas camadas, separadas por um estilólito, paralelo ao plano de acamamento. A camada superior apresenta intraclastos totalmente recristalizados. A camada inferior não possui componentes aloquímicos. O componente ortoquímico de ambas as camadas é micrita.



SP54- Fotomicrografia tirada a N// no aumento de 4X, mostrando uma brecha, caracterizada por fragmentos da rocha encaixante alojado dentro de um veio de calcita. A rocha encaixante é composta somente por micrita.

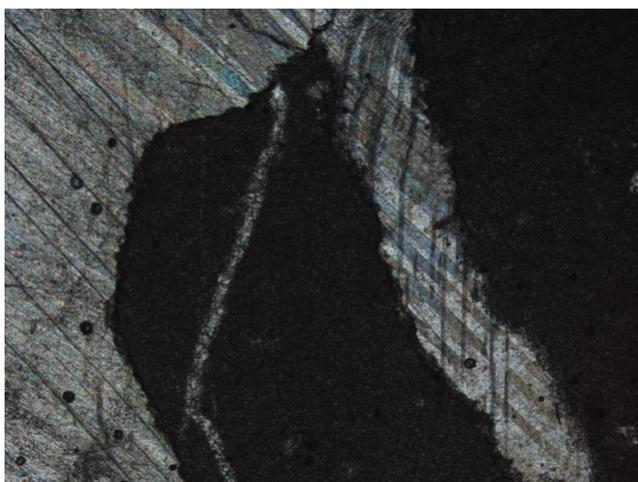
SP-46

Componente ortoquímico: micrita

grau de preservação: levemente recristalizada, presente bolsões de recristalização
Porcentagem: 100%. Presença de veios de calcita.

Classificação/interpretação ambiental:

Calclutito ou *mudstone*. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas neríticas a pelágica (profundos).



SP-46- Micrita bem preservada e veios de calcita se interceptando. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.

SP45B

Componentes aloquímicos: Oncólitos, formado por lâminas concêntricas algais **com** forma: em geral alongados alguns esféricos com alguns com núcleos compostos por intraclastos.

Grau de preservação: a maioria dos núcleos apresenta-se bem preservados e alguns núcleos estão recristalizados, tamanho: 3mm e porcentagem: 55%.

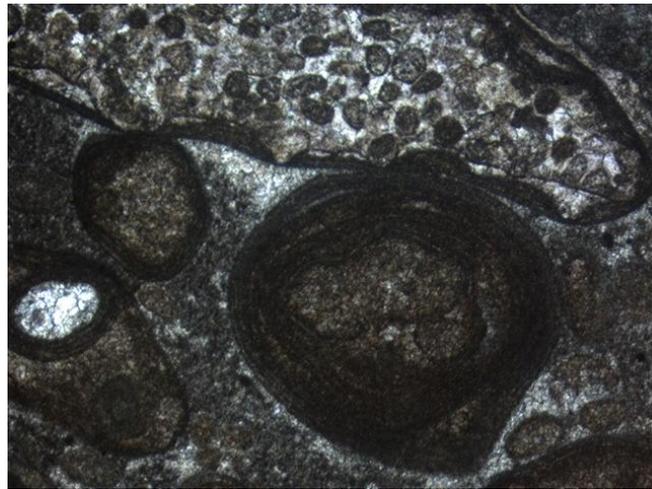
Intraclastos: intraclastos esparíticos com forma: sub arredondados e grau de preservação: bem preservados e tamanho: 0,4mm e porcentagem: 13%.

Componente ortoquímico: Esparita, tipo: mosaico fino, porcentagem: 18%

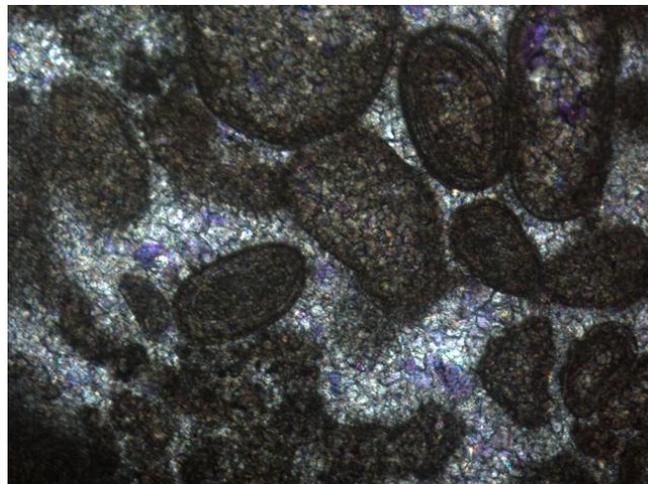
Observações: Os componentes aloquímicos estão em contato planar a tangencial

Classificação/interpretação ambiental:

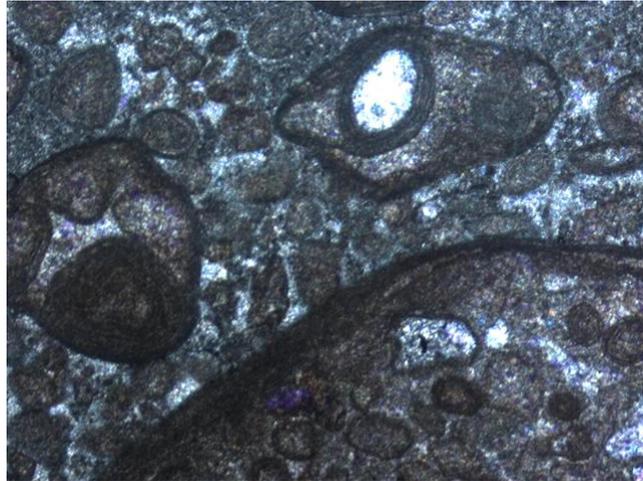
Intracalcesparenito ou *grainstone* intraclástico oolítico. Ambiente de deposição de alta energia, podendo ser enquadrado no ambiente *backreef* da plataforma carbonática de Wilson.



SP45B- Oncólito com lâminas algais bem preservadas. intraclasto calcarenítico na parte superior. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.



SP45B- Oncólitos e intraclastos menores e esparita. Escala: 1,2mm de largura e 1mm de altura.



SP45B- Intraclastos parcialmente recristalizados e esparita (ortoquímico).
Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.

SP45A

Componentes aloquímicos: Intraclastos micríticos.

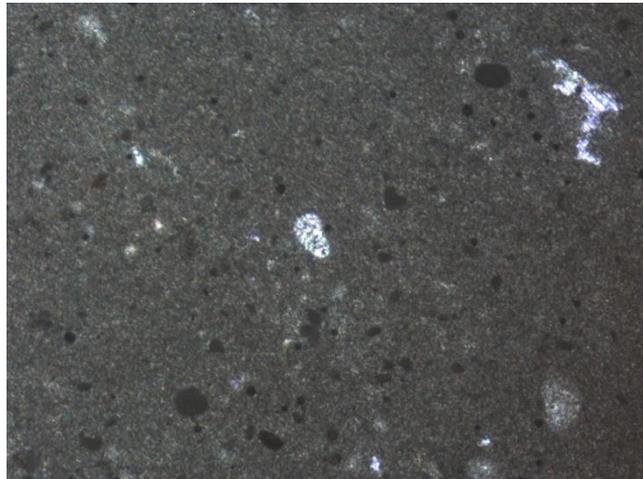
Grau de preservação: alguns muito bem preservados, outros estão rescristalizados, tamanho: 0,17mm, porcentagem: 13%.

Componente ortoquímico: micrita

Grau de preservação: bem preservada e porcentagem: 87%.

Classificação/interpretação ambiental:

Mudstone a *wackstone* intraclástico. Ambiente de deposição de energia moderada a baixa, podendo ser um ambiente raso e protegido ou um ambiente mais profundo. Na plataforma de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de deposição de plataforma restrita ou na zona nerítica.



SP45A- Intraclasto micrítico bem preservados, outros recristalizados e micrita bem preservada. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.

SP-55

Componentes ortoquímico: Micrita

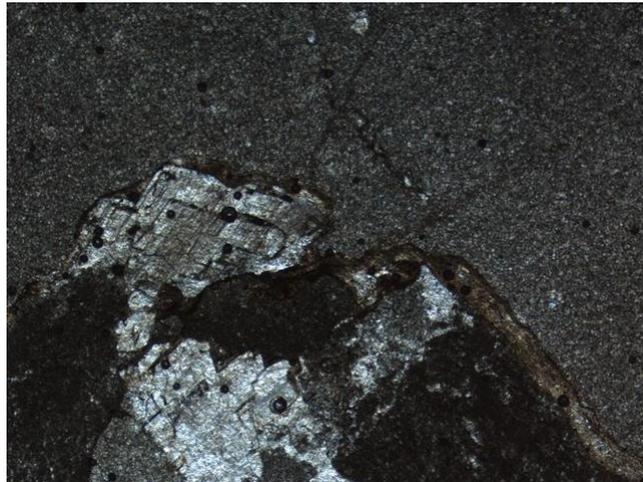
Grau de preservação: cerca de 57% da lâmina é composta por micrita bem preservada, mas com a presença de bolsões de recristalização. Os outros 43% é composto pela micrita completamente recristalizada, com aspecto de mosaico

Porcentagem ortoquímico: 100%

Observações: presença de estilólito que limita a micrita bem preservada da micrita recristalizada.

Classificação/interpretação ambiental:

Calclutito ou *mudstone*. Ambiente de deposição de água bem parada, de baixíssima energia, podendo ser um ambiente de deposição de águas rasas e restritas, protegidas por um recife ou alto de embasamento ou um ambiente de águas mais profundas, já no afundamento da plataforma, onde não há mais influência de ondas. Segundo a plataforma carbonática de Wilson, pode ser enquadrado num ambiente de plataforma restrita (raso) ou zonas nerítica a pelágica (profundos).



SP-55- Micrita bem preservada na parte superior e micrita totalmente recristalizada (adquirindo aspecto mosaico) na parte inferior. Presença de estilólito. Escala: 3,5mm de largura, 2,5mm de altura.