

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL NO  
MAPEAMENTO DE UNIDADES VULCANO-SEDIMENTARES NO  
PLATÔ DA RAMADA, VILA NOVA DO SUL, RS**

**JUSSARA ALVES PINHEIRO SOMMER**

**ORIENTADOR: DR. EVANDRO FERNANDES DE LIMA  
CO-ORIENTADOR: DRA. DEJANIRA LUDERITZ SALDANHA**

**BANCA EXAMINADORA: DRA. ROSEMARY HOFF - EMBRAPA  
DR. NELSON AMORETTI LISBOA - UFRGS  
DR. RUY PAULO PHILIPP – UFRGS**

**Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito para obtenção do  
Título de Mestre em Geociências.**

**Porto Alegre –2005**

*Ao meu esposo Necko e  
aos meus filhos Natália e Vítor*

## AGRADECIMENTOS

É difícil chegar a esse momento e agradecer, pois corremos o risco de não citar todos aqueles que de uma forma ou outra contribuíram para a realização deste trabalho. Assim, desejo agradecer a todas as pessoas que comigo estiveram nestes últimos dois anos, durante esta caminhada.

Ao meu orientador professor Evandro Fernandes de Lima, carinhosamente conhecido por todos como Chinês, pela confiança e oportunidade em orientar este trabalho, mesmo sabendo das minhas “limitações geológicas”. Grata por tudo e espero não tê-lo decepcionado.

A professora Dejanira Saldanha que acompanhou todos os passos dessa caminhada, agradeço sua presença constante na construção desse trabalho, pelas “aulas particulares” e o seu conhecimento em sensoriamento remoto. Dedei, agradeço o incentivo e sua demonstração de confiança e entusiasmo, quando eles me abandonavam e nos momentos de indecisão e dúvidas quanto a direção a seguir.

Ao professor Carlos Sommer por ter dividido seu espaço, sua sala, seu computador para que eu pudesse realizar esse mestrado, suas orientações e discussões sobre o Platô da Ramada, sempre muito importantes. Ao meu marido Necko, companheiro de tantas jornadas, pois sei que não chegaria até aqui se não fosse teu incentivo, tua presença, tua confiança no meu trabalho, e, principalmente no amor que nos une a tanto tempo. Obrigado por não me deixar desistir, por segurar tantas inseguranças, por ajudar em todas as etapas desse trabalho, ele é nosso. Te amo muito! Aos meus filhos Natália e Vítor por existirem e me amarem, sem nada pedir em troca e por suportarem minhas ausências nestes últimos anos. Esse trabalho também é para vocês.

Agradeço aos meus familiares, em especial, minha mãe, por ser um exemplo de fortaleza e coragem. Na sua simplicidade me educou, mostrando os valores da honestidade, do respeito e do amor. A Enni Sommer, que nos últimos seis anos, além de avó tem sido um pouco mãe dos meus filhos, acompanhando-os nas minhas ausências, e por ter um filho tão maravilhoso como o Necko, muito obrigada.

Aos amigos que fiz durante esse curso. Renata, pelos auxílios e companheirismo durante as aulas, Nel, Felipe e Ronaldo pelos “socorros” prestados com os programas de computador. A Adriane Machado, que embora longe fisicamente, mantém-se próxima ao coração, obrigada pelos dicionários, gramáticas e conversas incentivadoras.

Ao casal Dani e Everton por serem companheiros e alegrarem os almoços no RU, durante o primeiro ano de mestrado. Senti falta de vocês e é bom tê-los de volta.

Enfim, meus sinceros agradecimentos ao Programa de Pós Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo ensino de excelência e gratuito e pela infra-estrutura disponibilizada. A CAPES pela bolsa de mestrado e a CPRM – Serviço Geológico do Brasil, representada pela geóloga Rosemary Hoff, pelo uso das instalações e equipamentos. Ao Centro Estadual em Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM/UFRGS) pela disponibilidade das imagens.

## SUMÁRIO

RESUMO.....	xii
ABSTRACT.....	xiv
<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>2</b>
<b>1.2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O         VULCANISMO DO PLATÔ DA RAMADA.....</b>	<b>13</b>
<b>1.3. OBJETIVOS.....</b>	<b>15</b>
<b>1.4. ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO.....</b>	<b>16</b>
<b>1.5. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....</b>	<b>16</b>
<b>1.6. MÉTODOS DE TRABALHO.....</b>	<b>17</b>
1.6.1. Etapa de aquisição/compilação de dados.....	17
1.6.2. Etapas de laboratório.....	18
1.6.3. Etapas de campo.....	18
4.4. Etapa de elaboração da Dissertação.....	18
<b>2 - SENSORIAMENTO REMOTO – REVISÃO CONCEITUAL E BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>19</b>
<b>2.1. CARACTERÍSTICAS DOS SENSORES TM– SISTEMA         LANDSAT, CCD – SISTEMA CBERS E ASTER SISTEMA         TERRA.....</b>	<b>26</b>
<b>3 - PROCESSAMENTO E ANÁLISE DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER - PLATÔ DA RAMADA.....</b>	<b>28</b>
<b>3.1. FILTRAGEM DIRECIONAL.....</b>	<b>38</b>
<b>3.2. COMPONENTES PRINCIPAIS.....</b>	<b>42</b>
3.2.1 - Imagens CP's 2 acromáticas.....	49
3.2.2 – Composição colorida das imagens CP's 2.....	53
<b>3.3. INTEGRAÇÃO ENTRE IMAGEM ORBITAL E MNT.....</b>	<b>58</b>
<b>4 - O USO DE IMAGENS DO SENSOR ASTER NO MAPEAMENTO DE UNIDADES VULCANO-SEDIMENTARES DO PLATÔ DA RAMADA, VILA NOVA DO SUL, RS (artigo submetido à Revista Pesquisas em Geociências).....</b>	<b>62</b>

<b>CARTA DE SUBMETIDO.....</b>	<b>63</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>64</b>
<b>4.1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>65</b>
<b>4.2 - ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>67</b>
<b>4.2.1 - Localização e vias de acesso.....</b>	<b>67</b>
<b>4.2.2 – Aspectos geomorfológicos e da cobertura vegetal.....</b>	<b>68</b>
<b>4.2.3 - Geologia Regional e do Platô da Ramada.....</b>	<b>68</b>
<b>4.3. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>73</b>
<b>4.4. INTERPRETAÇÃO DAS IMAGENS E RESULTADOS     OBTIDOS.....</b>	<b>77</b>
<b>4.4.1 - Imagens acromáticas.....</b>	<b>77</b>
<b>4.4.2 - Imagem composição colorida.....</b>	<b>82</b>
<b>4.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>84</b>
<b>Agradecimentos.....</b>	<b>86</b>
<b>5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>87</b>
<b>6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>91</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Descrição</b>	<b>Página</b>
Figura 1	Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã (modificado a partir de Paim <i>et al.</i> , 2000 e folhas de Porto Alegre, Cachoeira do Sul, Bagé e São Gabriel do Programa de Cartas Metalogenéticas do Brasil – CPRM).	5
Figura 2	Imagem TM 4-5-3 (RGB) com as principais ocorrências de seqüências vulcânicas neoproterozóicas no Escudo Sul-riograndense e mapa de localização da região do Platô da Ramada.	7
Figura 3	Mapa esquemático mostrando as principais ocorrências dos ciclos vulcânicos na Bacia do Camaquã (modificado de Sommer <i>et al.</i> , 2003)	8
Figura 4	Exemplos de depósitos de fluxo piroclástico do Platô da Ramada - aspectos macroscópicos	10
Figura 5	Características macroscópicas das lavas riolíticas do Platô da Ramada.	11
Figura 6	Corpos hipabissais riolíticos da Formação Acampamento Velho a noroeste do Platô da Ramada intrusivos nos arenitos do Grupo Maricá.	11
Figura 7	Comparação entre as bandas dos sensores CCD, TM – Landsat 7 e ASTER.	27
Figura 8	Imagem RGB (231) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	30
Figura 9	Imagens acromáticas das bandas (B1) e (B2) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	32
Figura 10	Imagens acromáticas das bandas (B3) e (B4) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	33
Figura 11	Imagens acromáticas das bandas (B5) e (B6) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	34
Figura 12	Imagens acromáticas das bandas (B7), (B8) e (B9) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	35

Figura 13	Imagem RGB 3-4-1 da região do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	38
Figura 14	Matriz multidirecional 7x7 linhas/colunas, representando os filtros direcionais NW-SE (A), NE-SW (B) e N-S (C), aplicados na banda 4 da imagem ASTER.	39
Figura 15	Imagem da banda 4 ASTER submetida a filtragem direcional (Araújo e Carvalho Jr. 1994), evidenciando os principais lineamentos da região do platô da Ramada.	40
Figura 16	Corpos riolíticos intrusivos nos arenitos do Grupo Maricá, ao norte do Platô da Ramada.	41
Figura 17	Gráfico com os valores dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos.	45
Figura 18	Gráfico com os valores médios dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá.	47
Figura 19	Imagem acromática CP2, bandas 4-5, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	50
Figura 20	Fotografia no porção sul do Platô da Ramada mostrando o contato (tracejado) entre o corpo diorítico e rochas ignimbríticas.	50
Figura 21	Imagem acromática CP2, bandas 3-4, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	51
Figura 22	Imagem acromática CP2, bandas 8-9, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	52
Figura 23	Imagem colorida CP2 das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B), com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada..	54
Figura 24	Fotografia mostrando as diferenças geomorfológicas entre os dois domínios de Grupo Maricá realçados na imagem CP2 4-5, 3-4 e 8-9.	55
Figura 25	Fotografias ilustrando a geomorfologia e afloramentos associados ao Maricá 2.	56
Figura 26	Fotografias ilustrando a geomorfologia e afloramentos associados ao Maricá 1.	57

Figura 27	Modelo numérico do terreno da região do Platô da Ramada obtido a partir das curvas de nível com equidistância de 20m, obtidas em cartas topográficas 1:50.000 em planta (a) e em 3D (b) e a sobreposição da imagem colorida CP2 das bandas 4-5, 3-4 e 8-9 (c).	59
Figura 28	Imagem de isodeclividades da região do Platô da Ramada com os principais lineamentos superpostos.	60
Figura 29	Mapa geológico da região do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).	61
Figura 30	Mapa geológico do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).	70
Figura 31	Gráfico com os valores dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos (a), ignimbritos (b) e rochas sedimentares do Grupo Maricá (c).	75
Figura 32	Gráfico com os valores médios dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá.	76
Figura 33	Imagem acromática CP2, bandas 4-5, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	78
Figure 34	Imagem acromática CP2, bandas 3-4, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	79
Figure 35	Imagens acromáticas CP2, bandas 8-9, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas.	80
Figure 36	Imagem da banda 4 ASTER submetida a filtragem direcional (Araújo e Carvalho Jr. 1994), evidenciando os principais lineamentos da região do platô da Ramada.	81
Figure 37	Imagem colorida CP2 das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B), com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada.	83

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela</b>	<b>Descrição</b>	<b>Página</b>
Tabela 1	Distribuição estatística dos dados originais das 9 bandas da imagem ASTER.	36
Tabela 2	Valores dos DN's das amostras representativas de riolitos para as 9 bandas ASTER.	43
Tabela 3	Valores dos DN's das amostras representativas de ignimbritos para as 9 bandas ASTER.	44
Tabela 4	Valores dos DN's das amostras representativas de arenitos do Grupo Maricá para as 9 bandas ASTER.	44
Tabela 5	Valores médios dos DN's das amostras representativas de riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá para as 9 bandas ASTER.	47
Tabela 6	Valores dos autovetores e autovalores dos pares das bandas 4-5, 3-4 e 8-9.	48
Tabela 7	Valores dos autovetores e autovalores dos pares das bandas 4-5, 3-4 e 8-9.	77

## RESUMO

Os produtos de sensoriamento remoto gerados pelos novos sensores orbitais, aliados ao desenvolvimento de sistemas computacionais e de técnicas de processamento de imagens possibilitam a manipulação numérica das imagens, visando o realce de informações de interesse para a interpretação visual ou automática. O uso dessas técnicas traz boas perspectivas no mapeamento geológico básico, pois possibilita uma visão sinóptica de amplas áreas e a integração de dados litológicos e estruturais de várias fontes. Este trabalho selecionou as imagens do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) devido as características de suas resoluções espectral e espacial, como as mais promissoras para identificação dos diferentes litotipos da área do Platô da Ramada, em especial as unidades vulcânicas e hipabissais relacionadas e sedimentares subjacentes. O Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul (RS) constitui uma feição geomorfológica de destaque na área, facilmente identificável nas imagens orbitais, sendo formado por uma seqüência vulcânica caracterizada por depósitos efusivos e piroclásticos, de composição predominantemente ácida. Representa uma fração significativa do magmatismo alcalino sódico neoproterozóico no Escudo Sul-rio-grandense e marca um dos ciclos vulcânicos do período pós-colisional do Ciclo Brasileiro. Este estudo testou e avaliou diversos processamentos das imagens multiespectrais para diferenciação litológica, a identificação de alvos e a definição de morfoestruturas da área do Platô da Ramada. A integração de dados geológicos existentes com os produtos obtidos neste estudo possibilitou novas informações anexadas ao mapa geológico utilizado como verdade terrestre. O processamento utilizando a técnica de Transformação por Componentes Principais Seletivas proporcionou os melhores resultados realçando diferenças espectrais existentes entre as rochas vulcânicas e hipabissais e as rochas sedimentares. A partir dessa técnica, selecionou-se as imagens CP2 dos pares das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B) na geração de uma composição colorida. Esta imagem permitiu a diferenciação espectral entre as rochas vulcânicas do Platô da Ramada e as rochas sedimentares do Grupo Maricá, bem como a individualização, no Grupo Maricá, de duas subunidades, levando-se em conta a densidade de intrusões de diques riolíticos ao norte da área. Identificou-

se, ainda, um corpo diorítico com forma elíptica na borda SW do Platô da Ramada, não registrado anteriormente.

**Palavras-chave:** sensoriamente remoto, mapeamento geológico, rochas vulcânicas, componentes principais

## ABSTRACT

The remote sensing products which are generated by new orbitals sensors and the development of computer systems and technique of digital image processing possibility the numeric manipulation of the images, viewing the enhance of the interest information to the visual or automatic interpretation. The use of these techniques carries out good perspectives for the basic geological mapping, because possibility a synoptic view of the huge areas and the integration of the lithological and structural data, originated from many sources. In this work was utilized images obtained from the ASTER sensor (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), due the characteristics of its spectral and spatial resolution, in the identification of the lithologies in the Ramada Plateau area, giving emphasis to the volcanic and hypabisal sequence of the plateau and its encase sedimentary rocks unit. The Ramada Plateau, situated closed to Vila Nova do Sul town, in the southernmost Brazil is represented by a important geomorphologic feature, of easy identification in the orbitals images and is constituted by a volcanic sequence characterized by effusive and pyroclastic deposits, of dominantly acidic composition. This volcanic unit represents a important part of the Neoproterozoic alkaline magmatism in the Sul-rio-grandense Shield and is interpreted as one of the volcanic cycles of the post-collisional period of Brasiliano Cycle in the southern Brazil. This study has tested and evaluated diverse multispectral images processing to lithologic differentiation, targets identification and the definition of morphostructures in the Ramada Plateau area. The integration of the pre-existent geological data with the products obtained in this study, has originated new information added to the geologic map, considered the real terrestrial. The selective principal component analysis technique was used in the digital image processing, because it provided the best results enhancing the existent spectral differences between the volcanic, hypabissal and sedimentary rocks. In this processing were utilized only two spectral bands to reduce the data dimensionality, permitting a better interpretation of them. From this technique was generated a color composite image from the PC's2 images of the pair of bands 4-5 (R), 3-4 (G) and 8-9 (B). This image has shown the spectral differences between volcanic rocks of the Ramada Plateau and the sedimentary rocks of the Maricá Group and its individualization in two sub-units, mainly considering

the concentration of rhyolitic dykes and sills in the north of the area. In this study was identified too, in the southwestern portion of the Ramada Plateau, a dioritic intrusive body.

**Keywords:** remote sensing, geological mapping, volcanic rocks, principal components

## **1 - INTRODUÇÃO**

---

## 1.1 - INTRODUÇÃO

O Escudo Sul-rio-grandense possui uma área de exposição de cerca de 65.000 km<sup>2</sup> que agrupa uma grande variedade de associações petroectônicas geradas durante o pré-cambriano até o início do paleozóico.

Nas últimas décadas, a realização de mapeamentos sistemáticos acrescidos de dados litoquímicos, isotópicos e geocronológicos qualificaram o conhecimento geológico e permitiram a identificação de diferentes associações petroectônicas. Este fato ampliou a compreensão referente aos processos deformacionais, metamórficos, magmáticos e sedimentológicos que atuaram na construção do Escudo Sul-rio-grandense.

Uma unidade importante para esclarecer a evolução geotectônica do Rio Grande do Sul é a Bacia do Camaquã, que agrupa e preserva, em parte, diferentes associações vulcano-sedimentares representativas do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969). Esta unidade assenta-se sobre terrenos ígneos e metamórficos cujas idades variam de 650-590 Ma até 2,1 Ga.

A preservação de registros vulcânicos na Bacia do Camaquã constitui um cenário favorável à construção da estratigrafia interna dos diferentes depósitos vulcânicos que representa ainda um desafio no mapeamento destas seqüências.

Os dados abaixo apresentados traduzem a complexidade geológica da Bacia do Camaquã e expõem as hipóteses dos diferentes autores. O volume considerável de dados geológicos sobre os depósitos vulcano-sedimentares desta megacidade foi paulatinamente construído a partir projetos de pesquisadores do Serviço Geológico do Brasil e de formandos do curso de geologia da UFRGS, que em geral utilizaram o sensoriamento remoto como técnica auxiliar de mapeamento somente por meio da análise de fotografias aéreas. O uso de imagens digitais multiespectrais utilizada em muitos campos do conhecimento, agrega inúmeras vantagens em investigações geológicas. As imagens ASTER, conforme será discutido no item métodos de trabalho, são especialmente úteis para determinar tipos de rocha, discriminar estruturas lineares e circulares, mapear atividade vulcânica, obter imagens estereoscópicas, identificar regiões hidrotermalmente alteradas e zonas geotermiais, além de poder definir, em casos especiais, zonalidades e associações minerais. Estes potenciais abrem novas perspectivas na aplicação de dados gerados a partir das técnicas

de sensoriamento remoto, criando um cenário favorável para o desenvolvimento e aplicação de outras técnicas, referidas genericamente como geoprocessamento ou geotecnologias .

As seqüências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã foram geradas nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano. Diferentes modelos geodinâmicos foram propostos para a evolução da Bacia do Camaquã que podem, de acordo com Paim *et al.* (2000), ser agrupados nas seguintes categorias:

(i) modelos que definiram a Bacia do Camaquã como uma bacia molássica gerada em feições geossinclinais (Loss & Roisemberg, 1972);

(ii) modelos deformacionais tangenciais, onde a origem da Bacia do Camaquã estaria relacionada a processos deformacionais tangenciais das unidades litotectônicas brasileiras, com vergência tectônica para noroeste e conseqüente subsidência flexural, incluindo as bacias periféricas (Issler, 1982, 1985); bacias sucessórias de retroarco (Jost, 1984) e bacias de retroarco de antepaís (Gresse *et al.*, 1996). Chemale Jr. (2000) classificou a Bacia do Camaquã também como do tipo retroarco, desenvolvida durante a subducção da placa do Oceano Adamastor sobre a placa continental do Rio de la Plata entre 650 Ma e 540 Ma. Uma classificação semelhante tem sido adotada por Basei *et al.* (2000) que associa o desenvolvimento da Bacia do Camaquã a orogênese Rio Doce (620 Ma – 530 Ma), que junto com o evento Brasileiro (700 Ma – 620 Ma) constituiriam os dois importantes ciclos orogênicos do neoproterozóico-eopaleozoico na porção sudeste da América do Sul.

(iii) modelos vinculados a episódios finais do ciclo brasileiro, onde ocorreriam reativações transcorrentes de escala regional e/ou continental com conseqüente formação de bacias do tipo strike-slip (Wernick *et al.*, 1978; Almeida *et al.*, 1976, 1981; Machado & Fragoso-Cesar, 1987; Brito Neves & Cordani, 1991; Oliveira e Fernandes, 1991, 1992; Fernandes *et al.*, 1992; Machado & Sayeg, 1992)

(iv) modelos compostos, com uma componente inicial compressiva seguida por uma fase de deformação transtracional e/ou extensional (Fragoso-Cesar *et al.*, 1982, 1984, 1992; Beckel, 1990, 1992; Sayeg *et al.*, 1992; Chemale Jr., 1993).

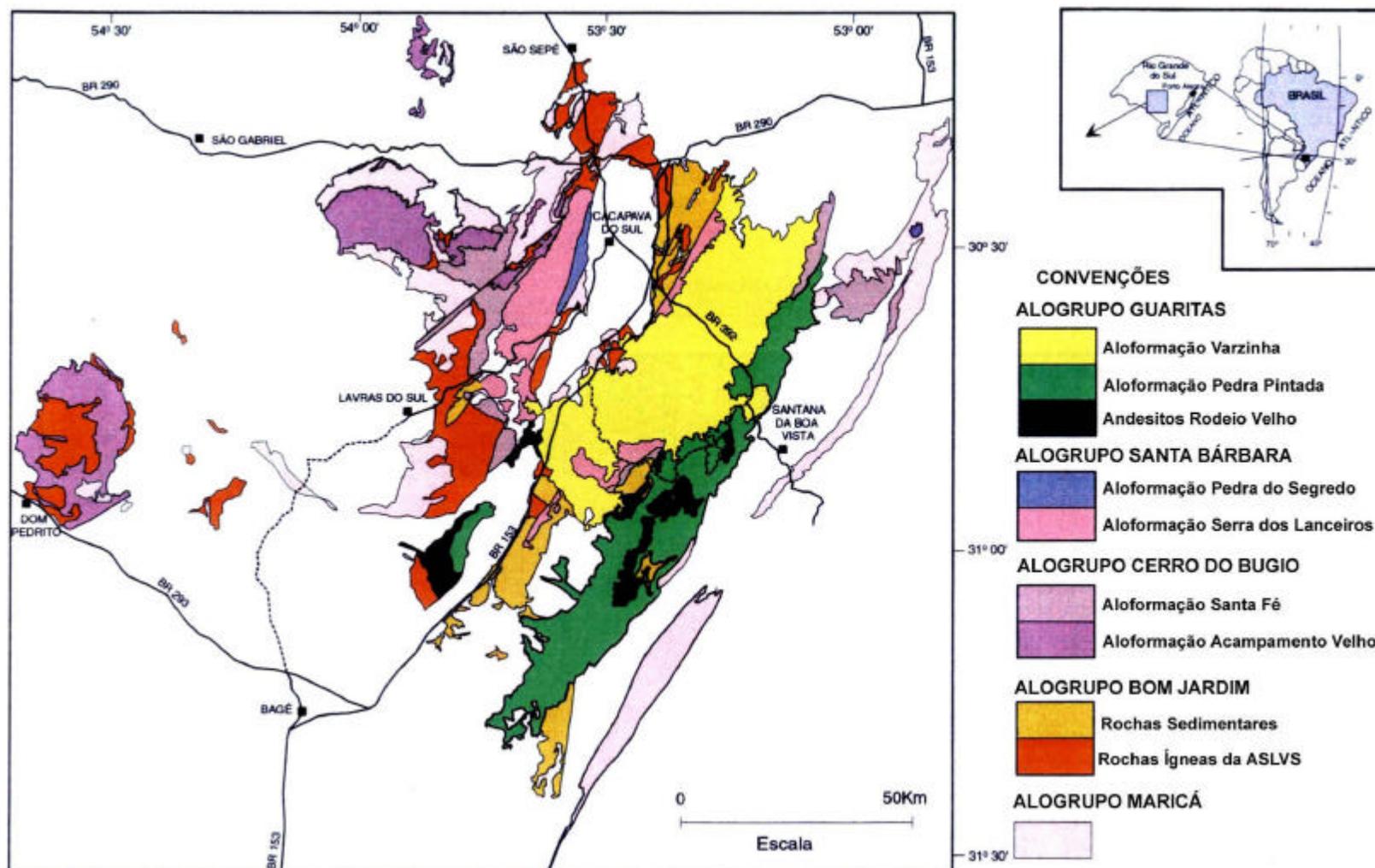
(v) modelo intraplaca proposto por Fragoso-Cesar *et al.* (2001) que sugeriram um modelo para a gênese da Bacia do Camaquã, na qual a sua evolução teria ocorrido a partir da reativação das estruturas brasileiras do Neoproterozóico III ao Eocambriano, em um ambiente intraplaca, sem nenhum vínculo com a evolução do Ciclo Brasileiro.

Trabalhos estratigráficos de detalhe desenvolvidos por Paim *et al.* (2000) sugerem que Bacia do Camaquã representa um locus deposicional, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias, que podem ser individualizadas pelos registros tectônicos, termomecânicos e geocronológicos. A Bacia do Camaquã foi, no entendimento destes autores, palco de eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares, alternados com intervalos predominantemente erosionais. Nas fases de preenchimento dominaram na base das unidades de maior hierarquia os episódios vulcânicos seguidos pela deposição de sedimentos siliciclásticos. Este contexto dinâmico, envolvendo eventos ígneos, sedimentares e deformacionais geraram um complexo padrão de preenchimento.

Paim *et al.* (2000) propõem então o uso de estratigrafia de seqüências para uma melhor compreensão das diferentes unidades vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã. Desta forma adotaram a denominação Alosupergrupo Camaquã, que foi subdividido em cinco unidades principais, limitadas entre si por discordâncias angulares regionais, definidas como Alogrupos Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas (Fig. 1).

A fração sedimentar da Bacia do Camaquã é composta predominantemente por siltitos, arenitos com um aumento na abundância de conglomerados e arenitos em direção ao topo da seqüência. Representa uma evolução de ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos (Paim *et al.*, 2000).

Os diferentes episódios vulcânicos presentes na Bacia do Camaquã foram construídos desde o neoproterozóico até o ordoviciano, sendo as características do magmatismo marcadas por uma evolução de termos cálcico-alcalinos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição crustal representada por granitóides peraluminosos.

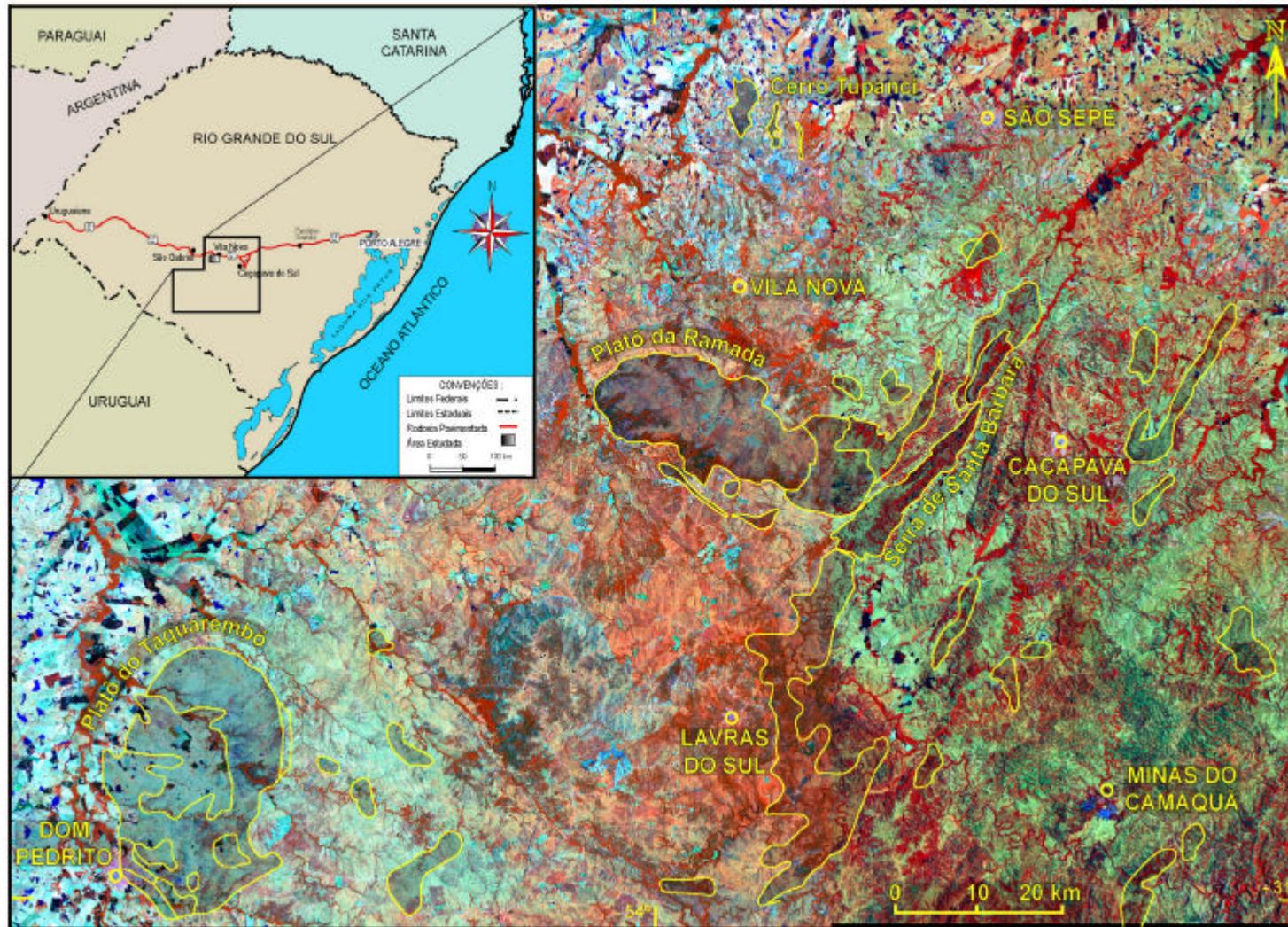


**Figura 1** – Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã (modificado a partir de Paim *et al.*, 2000 e folhas de Porto Alegre, Cachoeira do Sul, Bagé e São Gabriel do Programa de Cartas Metalogenéticas do Brasil – CPRM).

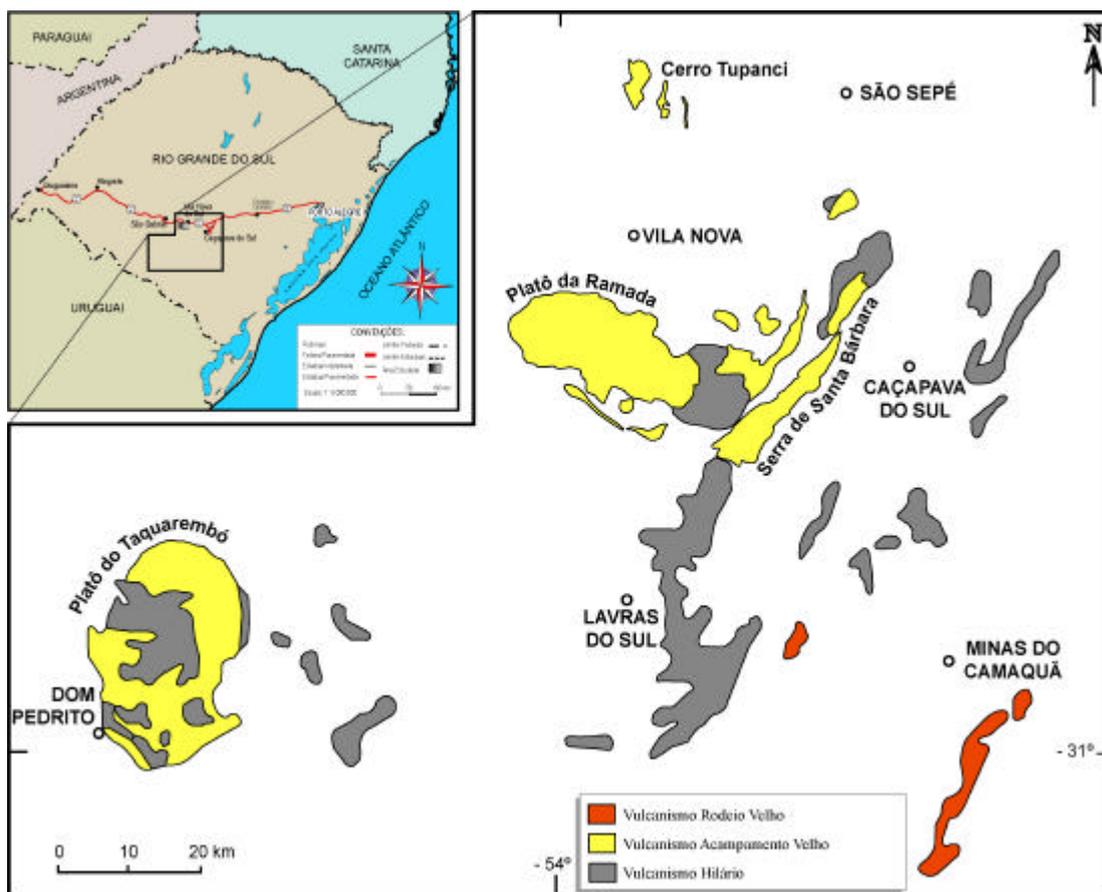
Wildner *et al.* (2002) propõem a separação de quatro ciclos vulcânicos na Bacia do Camaquã. Estes foram gerados em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas. Estes ciclos vulcânicos foram individualizados em vulcanismo Maricá, associado ao Alogrupo Maricá; vulcanismo Hilário, relacionado ao Alogrupo Bom Jardim; vulcanismo Acampamento Velho, vinculado ao Alogrupo Cerro do Bugio; e vulcanismo Rodeio Velho, associado no Alogrupo Guaritas (Fig. 2 e 3). As três últimas unidades preservam um expressivo volume de rochas vulcânicas, diferentemente do Alogrupo Maricá cujos registros vulcânicos são raros e questionáveis (Lima, 2002). Originalmente, a atividade vulcânica do Alogrupo Maricá foi fundamentada na presença de fragmentos vulcânicos em camadas delgadas de conglomerados (Almeida *et al.*, 1992). Outras ocorrências do vulcanismo são controversas, como as descritas na região da Ramada, e representadas por níveis vulcânicos, incluindo lavas e rochas piroclásticas, intercalados com camadas de rochas sedimentares (Santos *et al.*, 1978; Leite *et al.*, 1990, Almeida *et al.*, 1992; Porcher *et al.*, 1995). Trabalhos de campo realizados recentemente nesta região permitiram concluir que os referidos níveis de lavas correspondem na realidade a riolitos hipabissais relacionados ao Alogrupo Cerro do Bugio, sendo os níveis interpretados como piroclásticos equivalentes às porções autobrechadas destas intrusões (Matos *et al.*, 2002; Lima, 2002).

O vulcanismo Hilário (Alogrupo Bom Jardim) é caracterizado por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, inter-acamadadas e gradualmente substituídas por conglomerados ricos em clastos vulcânicos e por depósitos arenosos a pelíticos relacionados a fluxos turbidíticos (Paim *et al.*, 1995). Possui ampla distribuição na região de Lavras do Sul, e subordinadamente em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul e Dom Pedrito (Fig. 2 e 3).

As rochas efusivas são lavas básicas a intermediárias que juntamente com os termos hipabissais monzoníticos e plutônicas epizonais graníticas foram agrupados na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985). Nesta associação ocorrem também lamprófiros espessartíticos (Lima & Nardi, 1991) e leucodioritos cumuláticos na região de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1996). Quimicamente, as rochas desta unidade têm uma afinidade shoshonítica e uma variação composicional desde termos básicos a ácidos.



**Figura 2** – Imagem TM 4-5-3 (RGB) com as principais ocorrências de seqüências vulcânicas neoproterozóicas no Escudo Sufrigrandense e mapa de localização da região do Platô da Ramada.



**Figura 3** - Mapa esquemático mostrando as principais ocorrências dos ciclos vulcânicos na Bacia do Camaquã (modificado de Sommer *et al.*, 2003)

O vulcanismo Hilário também é caracterizado pela presença subordinada de depósitos vulcanoclásticos subaéreos, formados tanto em regime de queda (tufos e lúpili-tufos), quanto em regime de fluxo (ignimbritos). As rochas tufáceas da região de Lavras do Sul relacionadas a um regime de queda, foram reconhecidas por Robertson (1966), sendo posteriormente discutidos os principais aspectos petrográficos das mesmas por Lima & Nardi (1985) e Wildner & Lima (1992), classificando-os como tufos finos a grossos intercalados com níveis ricos em cristais. Registros de atividade vulcânica em ambiente subaquoso são raros, sendo encontrados, até o momento apenas próximo a cidade de São Sepé, onde se observa uma espessa seqüência com estratificação planar, por vezes cruzada de baixo ângulo, com fragmentos vulcanoclásticos que em geral variam da dimensão argila até areia média. A predominância de material fino nos depósitos sugere uma origem a partir de correntes de turbidez de baixa densidade que são típicas de ambientes subaquosos, abaixo do nível de atuação das ondas (Lima, 2002). Os dados permitem sugerir um ambiente

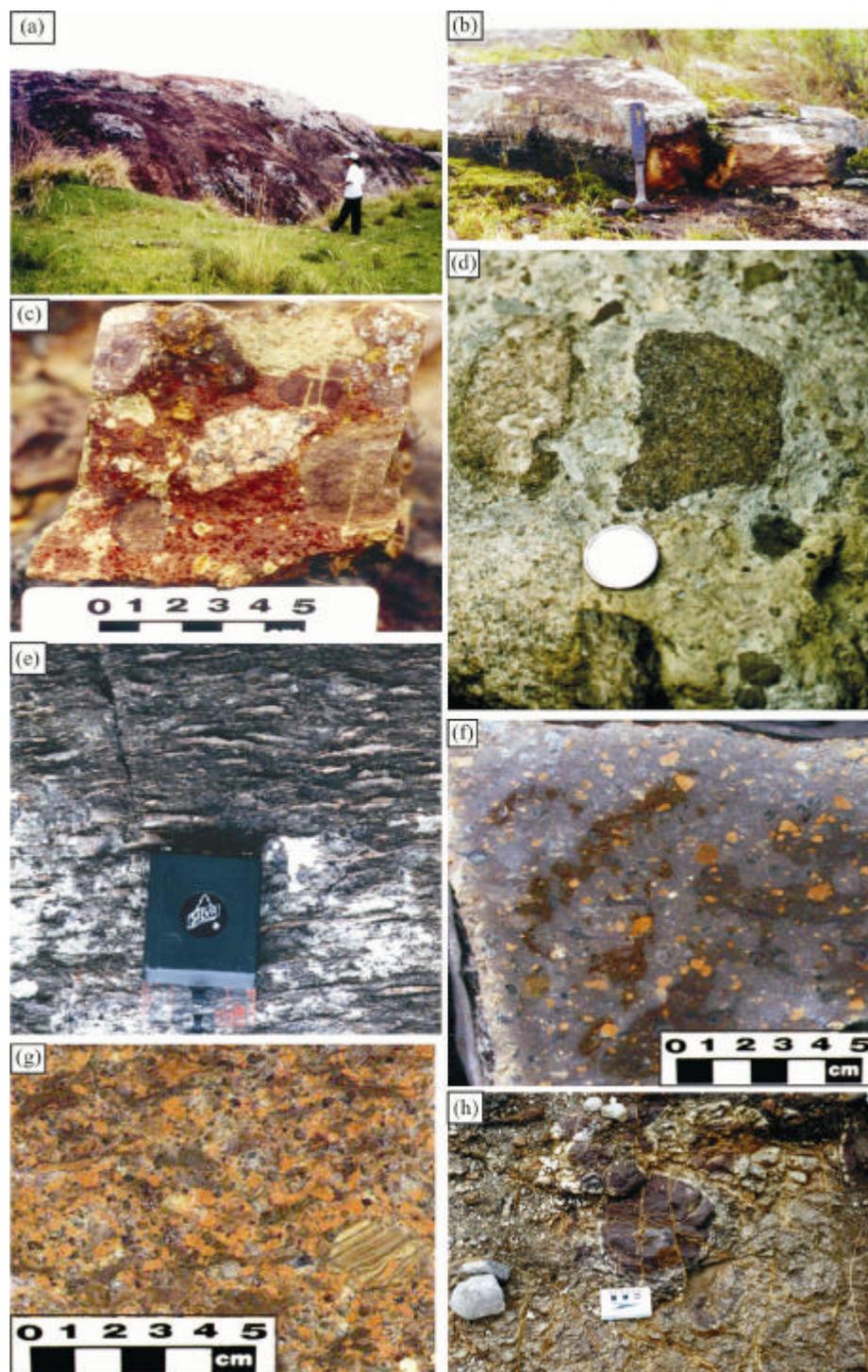
lacustre, com a rápida deposição de fragmentos piroclásticos, com níveis que indicam baixo retrabalhamento dos fragmentos, como a preservação de anfibólios originados provavelmente a partir de uma fonte lamprofírica.

O vulcanismo Acampamento Velho corresponde à porção basal do Alogrupo Cerro do Bugio, denominada de Aloformação Acampamento Velho. Sucede o magmatismo shoshonítico e representa uma seqüência bimodal, com grande predomínio de vulcanitos ácidos que repousam discordantemente sobre as unidades Maricá e Bom Jardim. Este vulcanismo representa a porção extrusiva do volumoso magmatismo alcalino sódico, saturado em sílica que é relacionado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-rio-grandense (Wildner *et al.*, 2002). Os termos intrusivos são representados por granitos alcalinos de caráter predominantemente metaluminoso, correlacionáveis a Suite Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991; Gastal *et al.*, 1992; Gastal & Lafon, 1998).

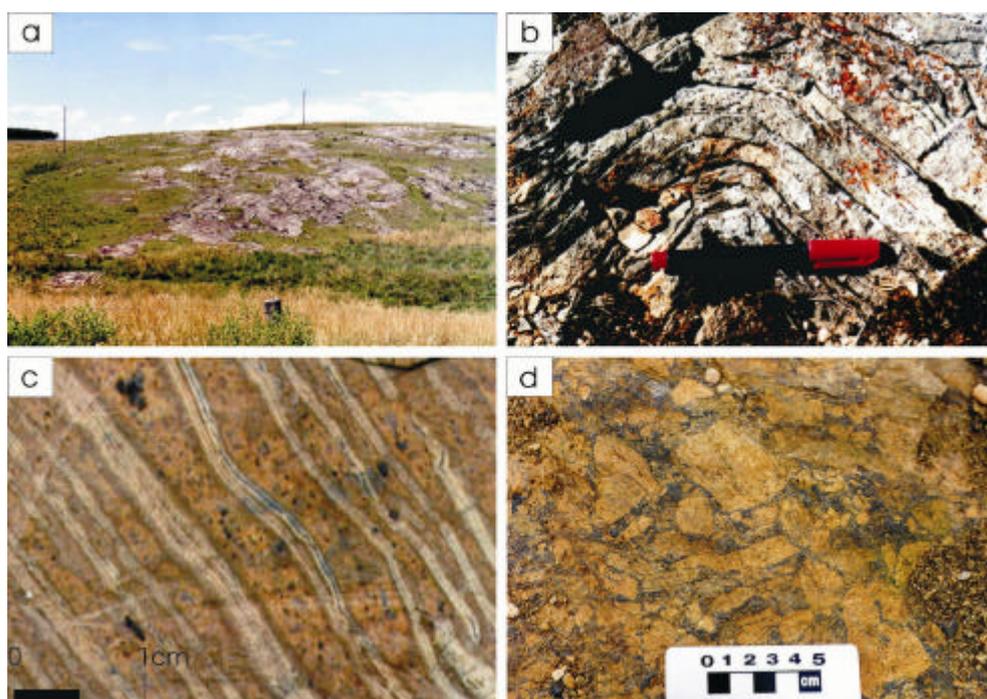
O vulcanismo bimodal da Aloformação Acampamento Velho reúne um grande volume de depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, associada a lavas e diques de composição básica. A organização estratigráfica desta aloformação tem sido sugerida por diversos autores (Porcher *et al.*, 1995; Wildner *et al.*, 1994; Sommer *et al.* 1999, 2001, 2002, 2003, 2005; Zerfass *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2002) e as melhores exposições estão localizadas no Platô da Ramada, objeto do presente trabalho, no Cerro Tupancy (região de Vila Nova), no Platô do Taquarembó (região de Dom Pedrito) e nos Cerros do Bugio e Perau, localizados na região de Caçapava do Sul, Serra de Santa Bárbara (Fig. 2 e 3).

As unidades piroclásticas são ignimbritos, brechas vulcânicas, tufo de queda, normalmente cobertos por lavas riolíticas. A geometria dos depósitos e o grau de soldagem são variáveis, sendo observados desde depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem (Fig. 4). Nas lavas observa-se uma grande variedade de estruturas e texturas dos depósitos, sendo comum a ocorrência de termos autobrechados, foliados e maciços (Fig. 5). Os termos hipabissais são principalmente diques e *sills* riolíticos (Fig. 6).

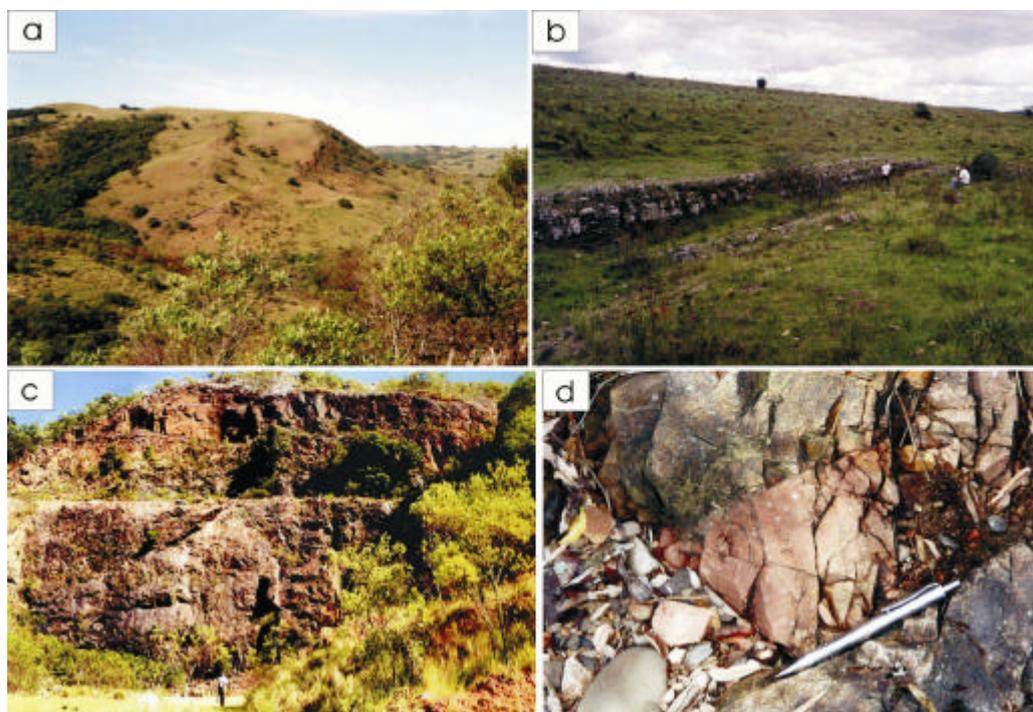
Geoquimicamente as rochas ácidas do Acampamento Velho são riolitos comendíticos, com ocorrência subordinada de rochas traquíticas com mesma afinidade (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002).



**Figura 4** - Exemplos de depósitos de fluxo piroclástico do Platô da Ramada - aspectos macroscópicos: (a) padrão de afloramento dos depósitos de brechas co-ignimbríticas; (b) padrão de afloramento dos depósitos de ignimbritos ricos em cristais; (c-d) detalhe da brecha co-ignimbrítica - predomínio de fragmentos conatos; (e) ignimbrito rico em vitroclastos, com elevado grau de soldagem e pronunciada textura eutaxítica; (f) ignimbrito tipo lenticulito. Predomínio de púmices e cristaloclastos; (g) ignimbrito rico em cristais de K-feldspato e quartzo. Presença subordinada de litoclastos acidentais. Textura eutaxítica incipiente; (h) feições circulares de escape de gases em ignimbrito moderadamente soldado (modificado de Sommer, 2003).



**Figura 5** - Características macroscópicas das lavas riolíticas do Platô da Ramada: (a) padrão de afloramento das lavas (afloramento RM-06); (b) lava riolítica com foliação de fluxo dobrada; (c) detalhe de riolito com alternância de bandas milimétricas de diferentes graus de cristalinidade; (d) autobrecha riolítica (modificado de Sommer, 2003)



**Figura 6** - Corpos hipabissais riolíticos da Formação Acampamento Velho a noroeste do Platô da Ramada intrusivos nos arenitos do Grupo Maricá: (a-b) *sill* de riolito; (c) corpo hipabissal (criptodomo) de riolito; (d) dique de riolito (modificado de Sommer, 2003).

Uma característica comum do vulcanismo Acampamento Velho é o predomínio dos depósitos ignimbríticos que preservam feições típicas de processos piroclásticos primários, como as estruturas e texturas indicativas de fluxos quentes com grande quantidade de gases. Estas características associadas à ocorrência de fluxos de lavas e corpos hipabissais, normalmente ao longo de lineamentos, sugerem um vulcanismo subaéreo, estabelecido em condutos fissurais.

A fração básica desta unidade é volumetricamente subordinada, constituída por lavas porfíricas e diques, com padrões geoquímicos de hawaiíticos e mugearíticos (Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2002)

O último registro vulcânico da Bacia do Camaquã é representado pela Aloformação Rodeio Velho do Alogrupo Guaritas (Paim *et al.*, 1995). Este grupo é caracterizado por um complexo sistema aluvial, composto por sistemas *braided*, *fan* deltas e sistemas desérticos de dunas e interdunas. Nas porções basais, observa-se que o vulcanismo é interestratificado com os depósitos eólicos. As melhores exposições ocorrem nas regiões de Lavras do Sul e Minas do Camaquã (Fig. 2 e 3). Na primeira, os vulcanitos ocorrem como manifestações efusivas subaéreas sobrepostas às rochas sedimentares do Alogrupo Guaritas. Os derrames basálticos estão bastante alterados, com porções ricas em xenólitos de rochas sedimentares, gerando em alguns casos lavas em corda (*pahoehoe*) e lóbulos. Os derrames são lenticulares, contendo lóbulos métricos nas porções distais. São comuns *pipes* estreitos indicativos de uma elevada atividade de voláteis. Nos lóbulos a concentração dos voláteis no teto determinou a deformação da superfície externa dos tubos, gerando padrões de intumescências, acompanhados de pequenas depressões semicirculares, provavelmente originadas pelo rompimento da crosta externa e conseqüente liberação dos gases (Lima *et al.*, 2002). Na região das Minas do Camaquã, as rochas da Aloformação Rodeio Velho ocorrem como intrusões básicas, bastante alteradas, em arenitos da base do Alogrupo Guaritas (Lima *et al.*, 2002). Diversas feições estudadas sugerem a interação entre magma e sedimentos molhados ou de intrusões básicas em arenitos parcialmente litificados e saturadas em água. Em afloramento observa-se uma nítida interação entre a fração ígnea e a sedimentar, que diminui em direção ao topo da intrusão, onde blocos de arenitos preservam as estruturas primárias. No corte perpendicular a intrusão observa-se a

presença de estruturas tipo *pillow*, definindo feições do tipo *multiple-ring*, comuns em *pillowed sills*.

A intensa alteração hidrotermal desta seqüência vulcânica prejudica a sua caracterização geoquímica e os dados disponíveis são compatíveis com uma afinidade moderadamente alcalina Almeida *et al.* (1997). A idade deste vulcanismo em torno de  $470\pm 19$  Ma (Remus *et al.*, 2000) marca, possivelmente, o fim do ciclo Brasileiro e a inversão da sedimentação da Bacia do Camaquã, iniciando a fase distensiva que acomodaria as seqüências gonduânicas da Bacia do Paraná.

## **1.2 - EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O VULCANISMO DO PLATÔ DA RAMADA**

Definiu-se a região do Platô da Ramada como área alvo para a aplicação de sensoriamento remoto como técnica auxiliar de mapeamento geológico. Esta escolha levou em consideração o expressivo acervo de dados organizados a partir de trabalhos anteriores, a baixa densidade de cobertura vegetal, determinada em parte pela composição predominantemente riolítica dos vulcanitos do platô e pela existência de um mapa geológico básico. Estes aspectos favoreceram uma avaliação crítica sobre a eficácia desta técnica no mapeamento geológico de áreas vulcano-sedimentares.

A região estudada foi originalmente descrita por Leinz *et al.* (1941) que identificou lavas quartzo-pórfiras riolíticas no “Planalto da Ramada”. A ausência de metamorfismo e deformação nos riolitos e piroclásticas associadas determinou a interpretação anorogênica para estes depósitos.

Mau (1959) foi o primeiro autor a descrever e individualizar os litotipos, separando-os em ignimbritos e tufos soldados gerados sob um regime de erupção subaéreo. De acordo com este autor, a espessura do pacote seria de 250 m ou mais, depositado discordantemente sobre as rochas sedimentares da denominada Série Maricá. Mau (1959) e Robertson (1966) propuseram a criação de uma nova unidade litoestratigráfica, na categoria de Formação, denominado Riolito Ramada. Este último autor descreveu e identificou depósitos de tufos riolíticos, principalmente no Platô da Ramada e em cristas orientadas segundo a direção NE-SW, na Serra de Santa Bárbara.

Goñi *et al.* (1962) inserem os riolitos da Ramada na parte superior do Grupo Maricá, denominando esta unidade como Sequência Vulcânica. Esta sequência, constituída de tufos, riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros, aglomerados e ignimbritos, descritos anteriormente como tufos soldados, estaria geneticamente vinculada a “nuvens ardentes”. Os autores constataram o menor volume de lavas em relação às rochas vulcanoclásticas, a presença de corpos hipabissais, além de mineralizações e modificações hidrotermais ocasionadas nas rochas encaixantes.

Ribeiro *et al.* (1966) propuseram a formalização do Membro Acampamento Velho para a unidade litoestratigráfica que incluía riolitos, dacitos e piroclásticas associadas. Esta unidade constituiria parte da Formação Crespos do Grupo Bom Jardim, sendo correspondente ao Riolito Ramada, proposto por Robertson (1966). A troca de denominação foi justificada pela existência anterior da expressão Granito Ramada (Leinz, 1941), sendo, portanto, prioritária do ponto de vista estratigráfico. A elevação de categoria, de Membro para Formação Acampamento Velho foi proposta posteriormente por Cordani *et al.* (1974) e utilizada por Ribeiro e Fantinel (1978). Trabalhos posteriores acrescentaram principalmente discussões de natureza geotectônica (Santos *et al.*, 1978; Frago Cesar *et al.*, 1985; Leite *et al.*, 1990).

Roisenberg *et al.* (1983), utilizando diagramas geoquímicos classificou as rochas vulcânicas na região do Cerro Tupancy (Formação Acampamento Velho), como riolitos, traquitos e raríssimos basaltos, com caráter medianamente alcalino a fortemente alcalino, tectonicamente relacionados a ambientes orogênicos. Estes vulcanitos corresponderiam às frações efusivas de arcos magmáticos, gerados em zonas de subducção ao longo de uma margem continental ativa. O tratamento dos dados químicos obtidos em rochas do Platô da Ramada por UFRGS (1984) determinou interpretações semelhantes às de Roisenberg *et al.* (1983).

Estudos mais recentes envolvendo trabalhos de campo, litoquímica e de química mineral dos vulcanitos do Acampamento Velho têm permitido uma compreensão melhor dos diferentes depósitos vulcânicos. Neste sentido destacam-se os trabalhos de Sommer (1994, 2003), Wildner *et al.* (1997, 1999, 2002), Zerfass & Almeida (1997), Almeida *et al.* (1998, 2002), Sommer *et al.* (1999, 2003, 2005 a, 2005 b). A identificação de uma sequência vulcânica básica geneticamente e temporalmente associada aos vulcanitos ácidos, permitiu caracterizar o vulcanismo da Formação

Acampamento Velho como do tipo bimodal sódico. As características geoquímicas de ambientes pós-colisionais foram destacadas por Sommer *et al.* (2005 a e 2005 b), que identificaram na região do Platô da Ramada, grupos bimodais alto- e baixo-Ti, além de riolitos alto-Nb. Novas idades (*ca.* 549 Ma) foram apresentadas, possibilitando ampliar o período de ocorrência deste vulcanismo bimodal no Escudo Sul-rio-grandense.

Modificações de natureza estratigráfica da Formação Acampamento Velho foram apresentadas por Paim *et al.* (1995), que adotam os postulados da estratigrafia de seqüências para definir a Aloformação Acampamento Velho como vulcanitos do Alogrupo Cerro do Bugio, conforme anteriormente discutido. No presente trabalho optou-se pelo uso da litoestratigrafia na descrição das unidades do Platô da Ramada. Esta alternativa é coerente com o objetivo do presente trabalho que é de identificar e separar os diferentes litotipos do platô e organizá-los estratigraficamente.

### **1.3 - OBJETIVOS**

O presente trabalho objetiva estabelecer parâmetros construídos pelo cruzamento de informações de geologia básica com as obtidas pelo uso da técnica de sensoriamento remoto, para auxiliar na investigação de terrenos vulcano-sedimentares, tendo como área alvo a região do Platô da Ramada. Neste estudo utilizou-se a técnica de processamento de imagens orbitais multiespectrais, para a identificação e a separação dos litotipos vulcânicos das unidades sedimentares. As imagens digitais processadas foram integradas com os diferentes dados geológicos, gerados em mapeamentos e estudos petrológicos anteriores. Este procedimento visou testar a eficácia do uso dos produtos de sensores multiespectrais, a partir de suas resoluções espectral e espacial, no mapeamento geológico e também estabelecer as melhores técnicas de processamento de imagens a serem utilizadas nesta investigação. A inserção desta técnica objetiva auxiliar no mapeamento geológico e na identificação de sucessões vulcano-sedimentares e de geoestruturas relacionadas. Os resultados alcançados serão testados posteriormente em outros terrenos vulcano-sedimentares pertencentes a Bacia do Camaquã.

## 1.4 - ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O trabalho foi elaborado e organizado de acordo com a Resolução 002/98 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Este formato denominado integração de artigo científico, impõe a repetição de algumas informações, tendo em vista a necessidade de apresentar os objetivos, os métodos, a geologia regional e da área, tanto no corpo principal da dissertação como no artigo submetido à revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS.

O capítulo 1 trata do estado da arte sobre a evolução do conhecimento geológico da Bacia do Camaquã, destacando-se após uma síntese do conhecimento sobre o vulcanismo Acampamento Velho, principalmente no Platô da Ramada, objeto da presente dissertação. São apresentados também os objetivos do trabalho, uma síntese dos métodos utilizados e a situação geográfica da área estudada.

O capítulo 2 é uma revisão conceitual sobre sensoriamento remoto e aplicabilidade desta técnica no mapeamento geológico.

No capítulo 3 são apresentados e discutidos os produtos obtidos do processamento digital das imagens do sensor ASTER para o Platô da Ramada.

No capítulo 4 está inserido o artigo **“O uso de imagens do sensor ASTER no mapeamento de unidades vulcano-sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS”**, submetido à revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS. As figuras foram renomeadas e a paginação reestruturada de forma a colocar o artigo seqüencialmente com o corpo da dissertação.

O capítulo 5 reúne as considerações finais e conclusões.

As referências bibliográficas estão organizadas em ordem alfabética no capítulo 6, incluindo as citações do texto da dissertação e as utilizadas no artigo submetido, com formato similar ao da Revista Pesquisas em Geociências.

## 1.5 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Platô da Ramada localiza-se cerca de 20 km ao sul do município de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 2). A área estudada abrange parte das cartas topográficas do SGE (1:50.000) Passo do

Salsinho, Serra Santa Bárbara, Vila Nova, Arroio América, Rufino Farias e Lagoa da Meia Lua, sendo limitada aproximadamente pelos meridianos geográficos de 53°45'W e 54°05'W e paralelos 30°25'S e 30°33'S.

O principal acesso à região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR-290 até o município de Vila Nova do Sul. A partir deste, segue-se por estrada secundária, na direção Sul por cerca de 20 km, onde afloram as principais unidades do Platô da Ramada.

## **1.6 - MÉTODOS DE TRABALHO**

O projeto de dissertação foi organizado em etapas de trabalho distribuídas em quatro grupos principais: aquisição/compilação de dados, campanhas de campo, trabalhos de laboratório e elaboração da dissertação. A seguir são descritas as principais etapas de trabalho.

**1.6.1 - Etapa de aquisição/compilação de dados:** envolveu a organização dos dados publicados e uma revisão bibliográfica, de forma a reunir um conjunto de informações sobre a área e o tema de trabalho. Nesta etapa foi feita a escolha das imagens multiespectrais orbitais tendo em vista as diferenças dos diversos sensores disponíveis. Inicialmente foram comparadas imagens de 3 sensores, o TM do sistema LANDSAT 5, CCD do sistema CBERS 2 e ASTER do sistema TERRA. Pela análise das resoluções espacial (*pixel*) e espectral (bandas espectrais) decidiu-se trabalhar com a imagem ASTER por ser a mais promissora para a diferenciação das diferentes unidades geológicas que ocorrem na área de estudo. As imagens foram obtidas junto ao Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - UFRGS. Utilizou-se como mapa geológico (E = 1:50.000) representativo da verdade terrestre o trabalho de Sommer (2003), onde são apresentadas a distribuição espacial das associações de rochas e as principais estruturas tectônicas presentes na área. Este mapa reúne informações obtidas em trabalhos de mapeamento realizados por alunos de graduação do curso de geologia do Instituto de Geociências da UFRGS (1996, 1997, 2001).

**1.6.2 - Etapa de laboratório:** envolveu os seguintes procedimentos:

a) processamento da imagem multiespectral ASTER com o programa ENVI 4.0; demarcação de alvos para serem checados em campo;

b) geração de gráficos de curvas espectrais com o programa Excel;

c) geração de modelo numérico do terreno (MNT) a partir das cartas digitalizadas, escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército do Brasil que abrangeram as folhas Passo do Salsinho (SH-22-Y-A-I-4) Serra Santa Bárbara (SH-22-Y-A-IV-2), Vila Nova (SH-22-Y-A-I-3), Arroio América (SH-22-Y-A-IV-1), Rufino Farias (SH-21-Z-B-III-4) e Lagoa da Meia Lua (SH-21-Z-B-IV-2);

d) visualização 3D da integração das imagens multiespectrais ASTER ao MNT, usando o programa ENVI, e a geração do mapa de declividades, através do programa IDRISI;

e) análise/comparação dos produtos obtidos com mapa geológico, da área de estudo, na escala 1:50.000;

f) modificação do mapa geológico a partir dos dados obtidos pelo processamento digital de imagens e checagem em campo;

**1.6.3 - Etapas de campo:** abrangeram levantamentos geológicos preliminares e de detalhe. Na fase inicial foram destacados os aspectos geomorfológicos e geológico-estruturais, passíveis de serem identificados nas imagens ASTER. No levantamento geológico de detalhe foram checados os alvos pré-estabelecidos a partir do processamento digital das imagens em laboratório. Neste período foram realizados perfis geológicos e coleta de amostras, para estudos comparativos com os dados previamente reunidos na etapa de escritório e para estudos petrográficos e geoquímicos posteriores. Todos os afloramentos estudados foram georreferenciados com receptores GPS do Instituto de Geociências - UFRGS.

**1.6.4 - Etapa de elaboração da dissertação:** optou-se pelo formato de integração de artigo científico, de acordo com a Resolução 002/98 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - PPGGEO-UFRGS. O artigo elaborado foi submetido à Revista Pesquisas em Geociências e inserido como um capítulo na presente dissertação.

**2 – SENSORIAMENTO REMOTO –  
REVISÃO CONCEITUAL E BIBLIOGRÁFICA**

---

O sensoriamento remoto pode ser entendido como o conjunto das técnicas relacionadas com a aquisição de dados dos sensores remotos que utilizam a radiação eletromagnética (REM) como vetor da informação sobre a superfície terrestre. Os sensores remotos são sistemas óptico-eletrônicos capazes de detectar e registrar o fluxo da REM, refletido ou emitido pelos objetos presentes na superfície da Terra, registrando-o sob a forma de imagem. O fluxo de energia, que será avaliado neste trabalho, tem sua origem no Sol, de onde se propaga para todo o espaço. A propagação da REM, de natureza dual - corpuscular e ondulatória - pode ser caracterizada pelo comprimento de onda e pela frequência que, ao interagir com a matéria pode ser absorvida, refletida ou transmitida. O quanto deste fluxo é absorvido, transmitido ou refletido depende do comprimento de onda a ser analisado e da constituição físico-química da matéria sobre a qual incide a REM. A densidade de fluxo radiante que incide numa superfície é denominada de irradiância. Os sensores remotos medem a reflectância que pode ser definida como a razão entre a parcela da REM refletida pela superfície e a irradiância incidente nesta superfície. O registro da reflectância ao longo do espectro eletromagnético denominado de assinatura espectral, define quais as regiões espectrais mais favoráveis a ocorrer o contraste necessário à percepção dos diferentes alvos terrestres. O dado de reflectância registrado pelos sensores remotos resulta na geração de imagens multiespectrais, onde os diferentes níveis de brilho traduzem a interação da superfície com a REM.

Especificamente em estudos de natureza geológica torna-se importante o conhecimento das propriedades espectrais dos minerais constituintes das rochas e solos subjacentes.

Segundo Meneses & Ferreira Júnior (2001), os principais fatores que influenciam os processos de interação da radiação eletromagnética com a superfície dos objetos podem ser subdivididos em **microscópicos** e **macroscópicos**. As interações microscópicas ocorrem nos níveis atômicos e moleculares e estão relacionadas ao tipo de estrutura interna dos constituintes, ao tamanho dos seus raios iônicos, às forças de ligação e às impurezas iônicas. As interações macroscópicas são geralmente controladas pelas propriedades físicas do material. Especificamente para rochas e solos devem ser considerados os seguintes parâmetros: forma (grau de esfericidade), tamanho

(granulometria), estrutura (compactação) e alteração superficial (textura) dos grãos constituintes.

Além dos diferentes comportamentos espectrais ao longo do espectro eletromagnético, também afetam a reflectância dos alvos a macro geometria da aquisição do dado, isto é, as relações da topografia e textura do relevo. Isto se deve a fatores geométricos de iluminação da superfície no momento da aquisição da imagem.

As imagens multiespectrais são então geradas pela aquisição sucessiva da reflectância em áreas que correspondem ao elemento de imagem – *pixel*. Este é composto por diferentes objetos cuja reflectância registrada representa a média ponderada dos diferentes níveis energéticos integrados. Desde que haja contraste entre os objetos imageados, a integração, que corresponde a um único valor de brilho, define o nível de detalhe com relação à dimensão desses objetos e suas relações espaciais na superfície terrestre.

Para estudos que envolvem o mapeamento geológico de amplas regiões, as imagens orbitais multiespectrais representam um avanço no entendimento do contexto geológico na medida que fornecem uma visão sinóptica dessas áreas permitindo a integração de dados litológicos e estruturais. Além disso, a possibilidade de registrar a REM de regiões espectrais que não sensibilizam o olho humano, ampliou a percepção humana para além da região do visível, levando a novas interpretações geológicas das áreas imageadas, como o caso relatado neste trabalho.

Outras vantagens na utilização de dados de sensoriamento orbital envolvem a capacidade de aquisição rápida de grande quantidade de informações a baixo custo relativo e a possibilidade de integração desses dados com outros de diferentes sensores, além de dados quantitativos e qualitativos oriundos de diversas fontes (magnetometria, gravimetria, imagens geoquímicas, altimetria). A integração desses dados de distribuição espacial de atributos geológicos permite analisar suas correlações e possibilitam, por exemplo, definir domínios geomorfológicos, unidades litoestruturais e padrões de distribuição de elementos radiogênicos em superfície (Paradella *et al.* 1996, 1998; Fillipini *et al.*, 2001).

A utilização de imagens de satélite baseia-se nas suas características definidas pelas resoluções espacial, espectral, radiométrica e temporal:

- a resolução espacial é definida pela característica geométrica do sensor e determina a área do terreno a ser imageada como o *pixel*. O campo instantâneo de visada (IFOV) e a altura do equipamento definem a área do *pixel*;
- a resolução espectral é definida pela largura dos intervalos de comprimento de onda de cada banda espectral e pelo número de bandas espectrais. Quanto maior o número de bandas e menor a sua largura, maior será a resolução espectral;
- a resolução radiométrica é dada pelo número de níveis digitais (DN) ou níveis de cinza que são coletados pelo sensor e representam a média da intensidade da energia refletida ou emitida pelos diferentes materiais presentes na área do *pixel*. Uma imagem 8 bits implica em 256 níveis de cinza (0-255) e quanto maior o número de níveis de cinza maior a resolução radiométrica e melhor a capacidade de diferenciação dos objetos;
- a resolução temporal diz respeito ao intervalo de tempo da revisita do sensor a uma determinada área.

Avanços tecnológicos permitiram aumentar a eficácia destes parâmetros de qualidade das imagens orbitais, induzindo à melhoria dos resultados obtidos, sendo este o caso do sensor ASTER a bordo do sistema imageador TERRA. Além disso, o desenvolvimento de sistemas computacionais e de técnicas de processamento de imagens possibilitam a manipulação numérica das imagens visando o realce de informações de interesse para a interpretação visual ou automática.

Pesquisas que tenham como base a análise espectral de minerais envolvendo grupos de rochas, visando o conhecimento das suas feições diagnósticas foram realizadas por Hunt *et al.* (1974), Hunt & Salisbury (1976), Hunt (1977, 1980), Hunt & Ashley (1979), Hunt & Everts (1981), Singer (1981), entre outros. No Brasil pesquisas neste sentido foram desenvolvidas entre outros por Galvão & Vitorello (1994), Galvão *et al.* (1995), Vitorello & Galvão (1996), Saldanha (2003) e Saldanha *et al.* (2004).

Com relação a estudos utilizando o sensoriamento remoto espacial, por meio de imagens multiespectrais, como ferramenta auxiliar para a melhor delimitação de diferentes litologias através da definição de um padrão de comportamento espectral, no Rio Grande do Sul, são poucos. Destacam-se aqueles que se referem ao uso de

imagens com objetivo de realce para mapeamento de estruturas controladoras de mineralização e mapeamento espectral das litologias (Offield *et al.*, 1977; Ohara, 1982 e Ribeiro de Almeida *et al.*, 1997).

Exemplos de estratégias de uso de imagens multiespectrais para mapeamento geológico ou para a busca de alvos específicos são citados a seguir.

Abrams *et al.* (1983), comparando imagens MSS com imagens TM aéreas, de áreas com depósitos de cobre pórfiro, elegem a composição colorida das bandas TM5/TM7 (R), TM3/TM2 (G) e TM4/TM5 (B) como a mais adequada para separar áreas ricas em óxidos de ferro de áreas ricas em argilas, em ambientes árido e semi-árido. Em 1984, para o mesmo tipo de depósito, utilizam dados das bandas TM7 TM5 TM1, com processamento de realce por decorrelação de bandas, para delimitar zonas de alteração hidrotermal em clima árido. Abrams *et al.* (1988) mapearam o ofiolito de Oman, por decorrelação das bandas TM7TM5TM4, discriminando as litologias que compõem esta associação. Conradsen & Harpoth (1984) para mapear áreas com alteração limonítica na Groenlândia, empregam imagens MSS nas composições coloridas de divisão de bandas (4/5R, 6/7B, 5/7G) e das imagens Componentes Principais 2G, 3R e 4B, para dar realce às áreas visadas e fazem uma classificação, com base em todas as imagens (dados originais e combinados), para realçar os alvos. Amos & Greenbaum (1989) por meio da imagem subtração das razões das bandas TM 5/7 e 4/3 e da imagem Componente Principal 5 determinaram a mineralogia supergênica, responsável pela forte absorção na banda TM7, em depósitos de cobre no Peru. Davis & Berlin (1989), avaliam a possibilidade de discriminação litológica por imagens Landsat TM em área geologicamente complexa, de clima árido e sem cobertura vegetal. Concluem que o uso de composições coloridas geradas pelas bandas TM1, TM4 e TM5 ou TM7, as imagens componentes principais geradas a partir destas mesmas bandas e a composição colorida das razões de bandas TM 4/1, 5/4 e 7/5 alcançaram os melhores resultados na discriminação das unidades litológicas. Drury & Hunt (1988, 1989) testaram os dados digitais TM em terrenos lateritizados de escassa cobertura vegetal no oeste da Austrália. A região pode ser mapeada com base em composições coloridas falsa-cor geradas pelas bandas TM 754 (RGB), 753 (RGB) e por falsas razões 4/2,4/7,5/7 (RGB), realçadas por decorrelação, sendo a interpretação feita pelo uso das cores e seus matizes, com base no diferente comportamento espectral dos

materiais de alteração superficial. Crosta & Moore (1989) analisam a validade das técnicas de processamento de imagens, como subtração e divisão de bandas, para realce de alvos. Desenvolvem um método de seleção de imagens, geradas pela transformação componentes principais (FPCS), para realçar alvos com assinaturas espectrais características, especificamente em áreas com concentração de óxidos de ferro. Crosta 1990 (a, b), a partir da geração de um modelamento de alvo para mapeamento de sulfetos em subsuperfície, adota uma sistemática de processamentos das imagens do sensor TM Landsat 5, para a caracterização espectral superficial de áreas com minério sulfetado. Chavez & Kwarteng (1989) descrevem a utilização da técnica das Principais Componentes Seletivas, para a extração de contraste espectral. Bennett *et al.* (1993) consideram como os produtos mais úteis na discriminação de unidades geológicas, as imagens TM RGB 5, 3, 1 e 7, 4, 1 e razões de bandas RGB 3/1, 5/1, 5/7; 3/1,7/1,5/6 e 7/5,2/1,7/2, associadas ao método de realce por decorrelação. Estas imagens integradas em um SIG às informações geológicas e geoquímicas, permitiram identificar zonas de alteração associadas a depósitos de ouro em Sonora, México.

Denniss *et al.* (1994) utilizam o sensor de mais alta resolução espacial e espectral, OPS - JERS-1 e o compara com os resultados obtidos pelas imagens geradas pelo sensor TM Landsat, na discriminação litológica do ofiolito de Oman. O sensor OPS do JERS-1 possui a região espectral de 2.0 a 2.5 $\mu$ m registrada em três canais espectrais independentes. Isto possibilita que litologias muito similares como harzburgitos e dunitos possam ser discriminadas nestas imagens. Nas imagens TM que só possui um canal espectral nesta região do espectro, elas são mapeadas como sendo a mesma unidade. No sensor TM o melhor processamento de realce foi obtido por decorrelação das bandas TM 754 em RGB e no OPS, nas bandas 852 em RGB. Crosta *et al.* (1996) com FPCS verificam a existência de anomalias espectrais relacionadas a processos de argilização em zonas de alteração hidrotermal para prospecção de ouro, adaptando-a aos dados originados pelo sensor GEOSCAN (AMSS) com 24 bandas espectrais.

Paradella *et al.* (1998) integraram vários produtos de sensoriamento remoto aéreo e orbital (RADARSAT/ Landsat – TM, raios gama) para realçar estruturas e controles geobotânicos na área do Granito Central Serra dos Carajás. A utilização de imagens Landsat-TM foi realizada por Davis *et al.* (1987) na discriminação de rochas

basálticas alteradas, inalteradas e rochas sedimentares, no sudoeste dos EUA, onde a melhor discriminação dessas litologias ocorreu nas bandas 1, 4 e 5. Fillipini-Alba *et al.* (2001) aplicam as técnicas de classificação não supervisionada e FPCS na integração de dados geoquímicos e de satélite (Landsat-TM) para indicar processos de alteração hidrotermal em áreas de exploração mineral no Uruguai.

A técnica para realçar/separar alvos superficiais visando diminuir a influência da cobertura vegetal no substrato rochoso e solos utilizando imagens Landsat-TM são encontrados nos estudos de Fraser & Green (1987) e é denominada Análise Componente Principal Direcionada (DPCA). Este trabalho busca diferenciar solos enriquecidos em hematita e goetita da vegetação utilizando duas imagens resultantes da divisão de bandas e aplicando-se componentes principais (Fraser, 1991).

Diversos mapeamentos de seqüências vulcânicas antigas e rochas intrusivas associadas utilizando produtos de sensoriamento remoto foram realizados, destacando-se trabalhos de Guimarães Filho (1994) e Klein (1998). Imagens orbitais também auxiliaram nos trabalhos de prospecção mineral descritos em Abrams *et al.* (1983) e Hoff *et al.* (2002).

Estudos utilizando dados do sensor ASTER são recentes e demonstram várias aplicações devido as suas características técnicas. Adleman *et al.*(2004) fazem estudos para determinar o conteúdo de SiO<sub>2</sub> e anfibólio, utilizando as bandas TIR com técnica de realce por decorrelação no vulcão Black Peak, Alaska. Stevens *et al.*(2004) associam a composição colorida 123 (RBG) ao modelo de elevação do terreno com a finalidade de monitorar as atividades vulcânicas do vulcão Taranaki, Nova Zelândia. Godoy *et al.*(2003) utilizam os dados das bandas TIR deste sensor para estimar o conteúdo de dióxido de enxofre, velocidade de deslocamento e altura das plumas vulcânicas, temperatura da superfície e modelos de elevação digital do terreno, no monitoramento de vulcões ativos na região andina entre o Chile e Argentina com técnicas de classificação e divisão espectral. Azcurra *et al.* (2003) fazem combinações das bandas do VNIR, SWIR e TIR do sensor ASTER, visando a discriminação e classificação de minerais de alteração na região da Serra de Famatina, Argentina, através do algoritmo SAM ( Spectral Angle Mapper).

## 2.1 - CARACTERÍSTICAS DOS SENSORES TM – SISTEMA LANDSAT, CCD – SISTEMA CBERS E ASTER SISTEMA TERRA

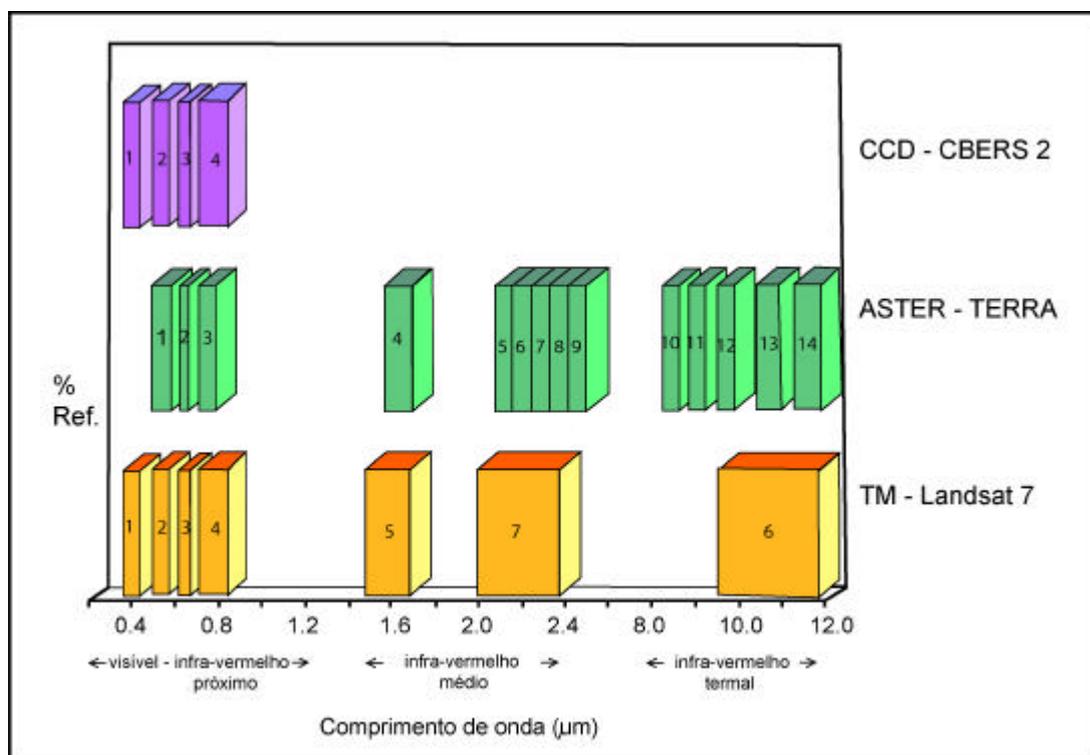
No presente trabalho foram avaliadas imagens dos sensores TM - sistema Landsat 5, CCD - sistema CBERS e ASTER do sistema TERRA, a partir de suas diferentes características de resolução espectral e espacial. Essas características influenciam no nível de obtenção dos dados tanto qualitativa quanto quantitativamente. Neste sentido, torna-se importante a apresentação dos sensores testados durante este estudo.

O sistema LANDSAT – sensor TM (*Thematic Mapper*) está a 705 km de altitude e suas imagens cobrem uma área de 185 X 185km (34225 km<sup>2</sup>). Este sensor possui uma resolução espacial (*pixel*) de 30 metros e registra a radiação eletromagnética em 6 bandas espectrais que abrangem uma faixa de  $\lambda = 0,45\mu\text{m}$  a  $\lambda = 2,35\mu\text{m}$  e 1 banda no infravermelho termal  $\lambda = 10,4\mu\text{m}$  a  $\lambda = 12,5 \mu\text{m}$ .

O satélite CBERS-2 (*China-Brazil Earth Resources Satellite*) foi lançado em 2003 no programa de cooperação entre China e Brasil. Possui órbita hélio-síncrona e está a 778 Km de altitude possuindo a bordo 3 sensores, entre eles o CCD (câmara imageadora de alta resolução). Este sensor registra a REM em 4 bandas no espectro reflectivo abrangendo o  $\lambda = 0,45\mu\text{m}$  a  $\lambda = 0,89 \mu\text{m}$  e 1 banda pancromática ( $\lambda = 0,51\mu\text{m}$  a  $\lambda = 0,73 \mu\text{m}$ ) com resolução espacial de 20 metros e largura da faixa imageada de 120km.

O satélite TERRA, lançado em dezembro de 1999, proporcionou um avanço nos sistemas sensores orbitais atuais. Possui a bordo 5 sensores entre os quais o sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) que se subdivide em 3 subsistemas: (i) VNIR, com 3 bandas espectrais, 2 no visível e 1 no infravermelho próximo, resolução espacial de 15m , além de uma banda com capacidade estereoscópica; (ii) SWIR, com 6 bandas no infravermelho médio, resolução espacial de 30m; (iii) TIR, com 5 bandas no infravermelho termal e resolução espacial de 90m. Os dados do sensor ASTER registram a REM em ampla faixa do espectro refletido ( $\lambda$  de 0,52  $\mu\text{m}$  até 2,430  $\mu\text{m}$ ) e termal ( $\lambda$  de 8,125  $\mu\text{m}$  até 11,65  $\mu\text{m}$ ). A área imageada é de 60 X 60 km e altitude de 705km. Os produtos gerados permitem a diferenciação de uma grande variedade de materiais superficiais, sendo ideal para

estudos geológicos (mapeamentos, identificação de depósitos minerais, monitoramento de vulcões), de solos, de vegetação, e de ecossistemas dinâmicos.



**Figura 7** - Comparação entre as bandas dos sensores CCD, TM – Landsat 7 e ASTER.

### **3 - PROCESSAMENTO E ANÁLISE DAS IMAGENS DO SENSOR ASTER - PLATÔ DA RAMADA**

---

Técnicas de processamento de imagens possibilitam uma série de manipulações nas imagens brutas, visando o realce das informações de interesse. O uso de métodos estatístico-matemáticos no processamento diminui o volume de dados registrados pelos sensores e permitem diferenciar e extrair informações das imagens de satélite. As principais técnicas de processamento de imagens são: composições coloridas, aumento de contraste, operações aritméticas, filtragens, análise por componentes principais, classificação de imagens e georreferenciamento.

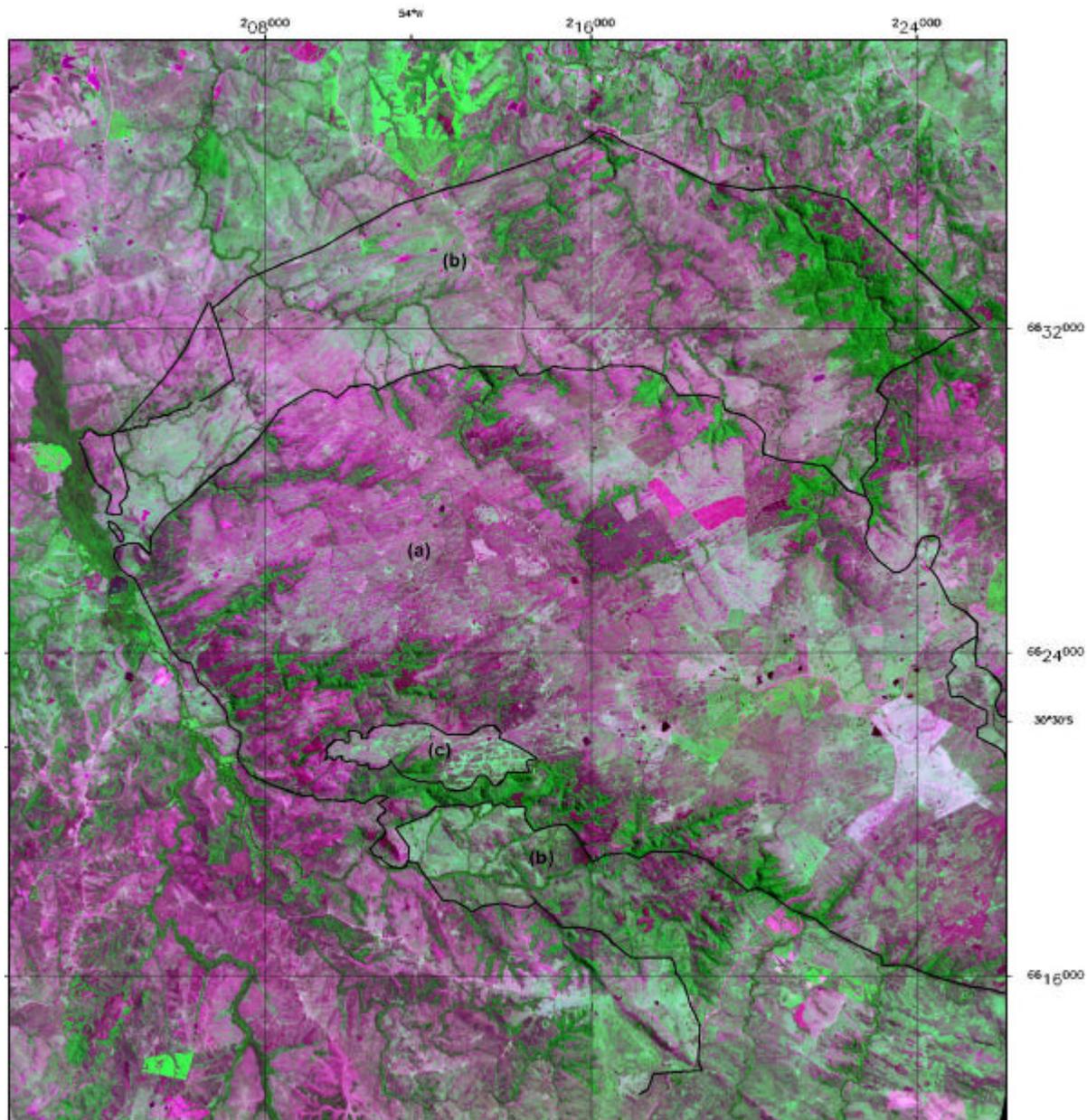
Neste estudo foram inicialmente avaliados os dados extraídos dos sensores CCD (CBERS), TM (LANDSAT) e ASTER (TERRA), constatando-se que os produtos originados neste último foram mais eficazes na identificação das litologias, em especial as unidades vulcano-sedimentares, da área do Platô da Ramada. Esses, foram integrados aos dados geológicos de campo e as informações pré-existentes (mapeamentos, estudos petrográficos e litoquímica) com o objetivo de melhorar o conhecimento geológico da região.

A imagem ASTER utilizada foi cedida pelo Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM/UFRGS), cujos dados registrados datam de 27/02/2002. Foi realizado o recorte da cena, redimensionando-a em 1894 linhas por 1990 colunas. Nos processamentos de realce da imagem digital utilizou-se o programa ENVI 4.0, no Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Geodésia (IG-UFRGS)

A imagem utilizada na composição colorida R2G3B1 foi o primeiro produto gerado (Fig. 8), com realce por manipulação do histograma por meio da função de transferência gaussiana aplicada às bandas do subconjunto VNIR (visível e infravermelho próximo). A análise visual desta imagem permite, tendo em vista sua resolução espacial (15m), uma melhor identificação da cobertura e uso do solo, das vias de acesso, dos padrões de drenagem e da morfologia do terreno. É possível diferenciar a vegetação rasteira e arbórea representadas pela cor verde clara e verde, do substrato rochoso e solos com baixa densidade de cobertura vegetal que se destacam na cor magenta. Ao norte, na área de ocorrência do Grupo Maricá, observa-se que a cor magenta realça os lineamentos com orientação NE-SW, que acomodam diques e *sills* de riolitos, atestando a presença de substrato rochoso. Na porção SW do Platô observa-se uma área com contraste textural e espectral, onde a alternância nas cores verde e

magenta gera um padrão em xadrez. Na área aflora um diorito até então não identificado em trabalhos anteriores. A resolução espacial desta imagem contribui para uma maior nitidez dos diferentes usos do solo: áreas de cultivo, pastagens naturais e matas ciliares. O Platô da Ramada é um divisor de águas com as drenagens escoando preferentemente para norte e para sudoeste, em direção ao arroio do Salso. Esses cursos d'água geralmente são encaixados e estão associados aos lineamentos tectônicos.

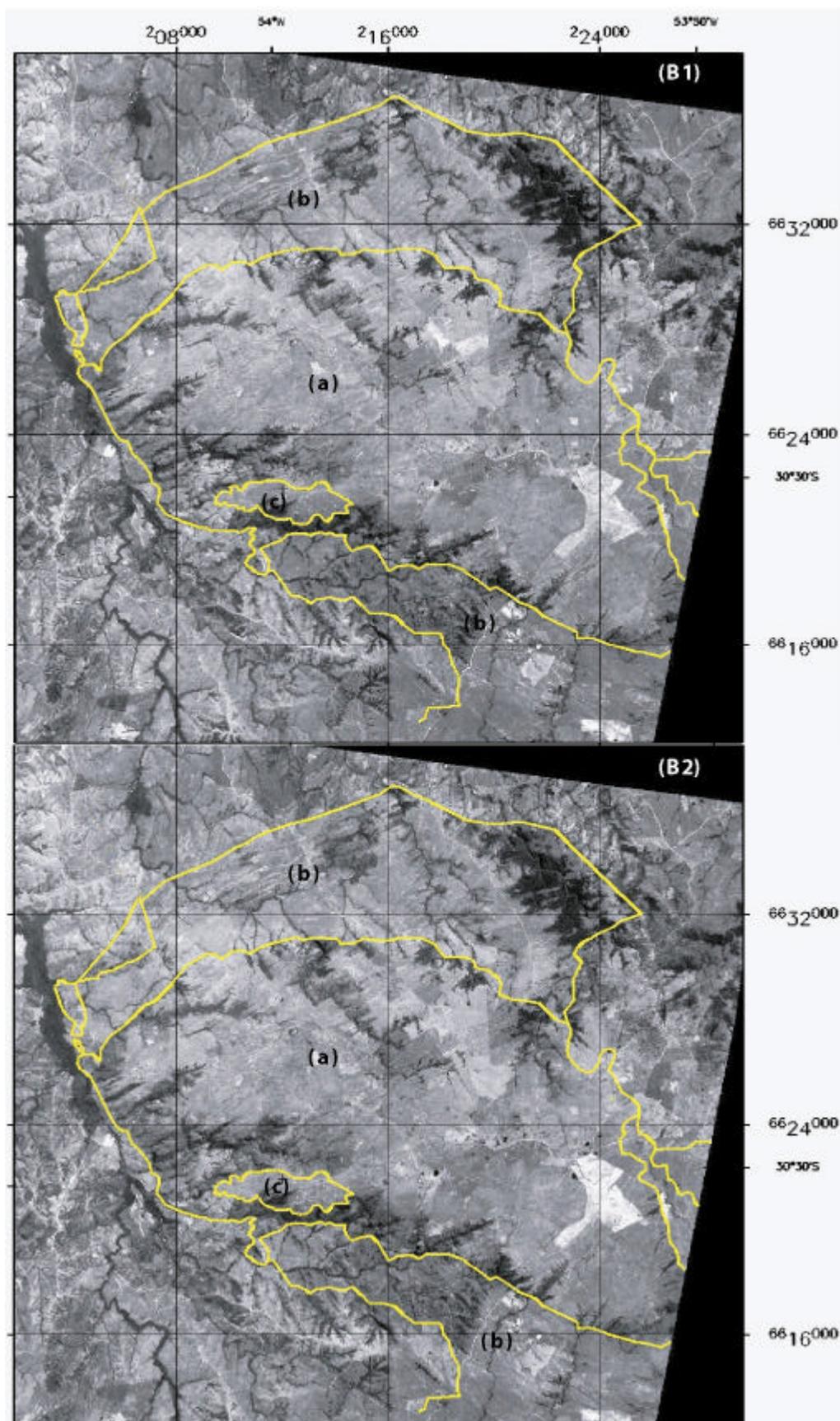
Os contrastes espectrais observados não permitiram separar os diferentes substratos, o que determinou o uso de outros procedimentos. Redimensionou-se a



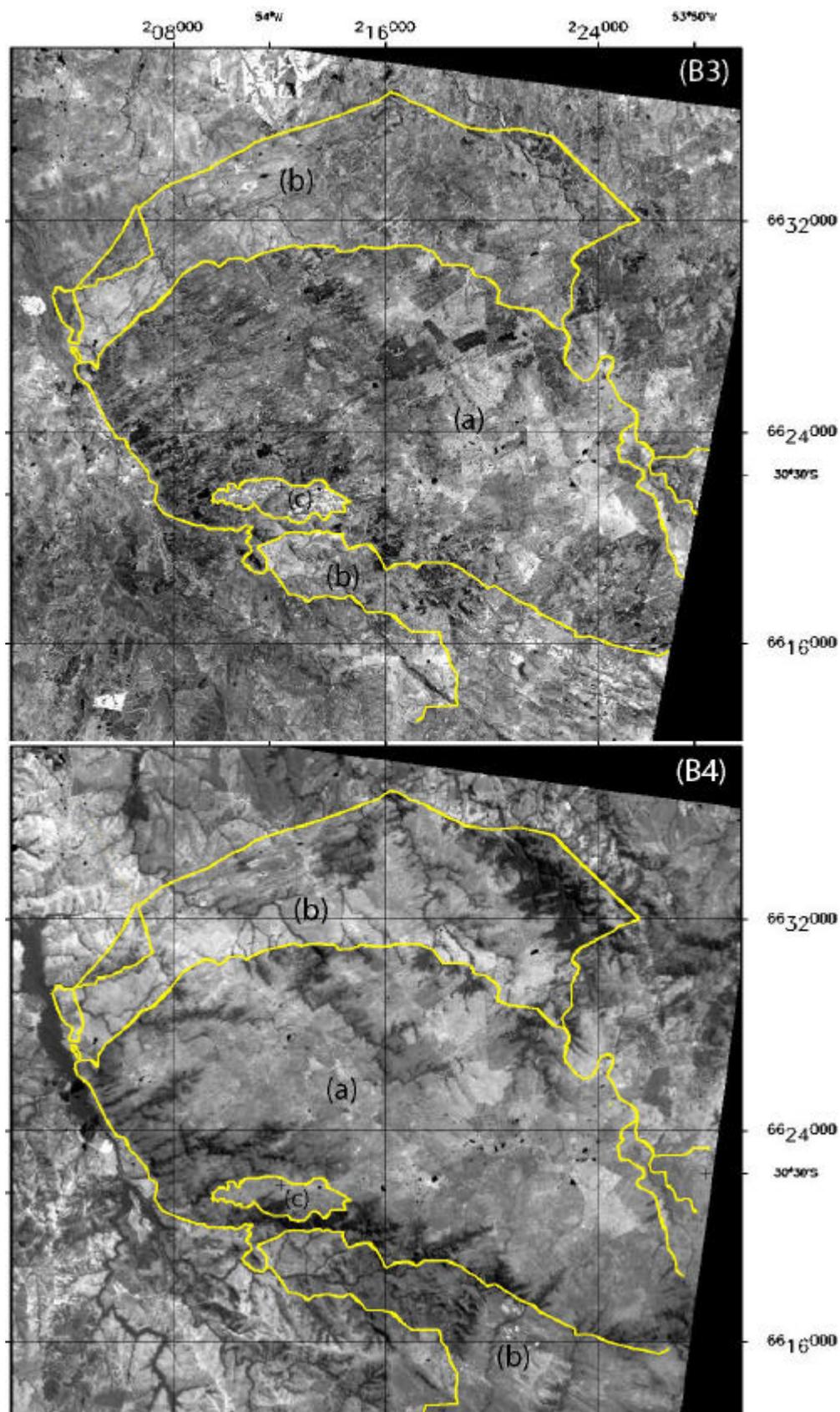
**Figura 8** - Imagem RGB (231) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.

resolução espacial das 3 bandas VNIR, de 15 m para 30m, permitindo a análise conjunta com as 06 bandas do SWIR (infravermelho médio). Após foi aplicado um aumento de contraste gaussiano às bandas espectrais para uma melhor visualização. O uso desse processamento de realce permite, segundo Crosta (1992) que informações das extremidades dos histogramas sejam destacadas, auxiliando na análise visual das imagens (Fig. 9, 10, 11, 12). Na tabela 1 são apresentados os dados estatísticos referente ao conjunto das 09 bandas da imagem.

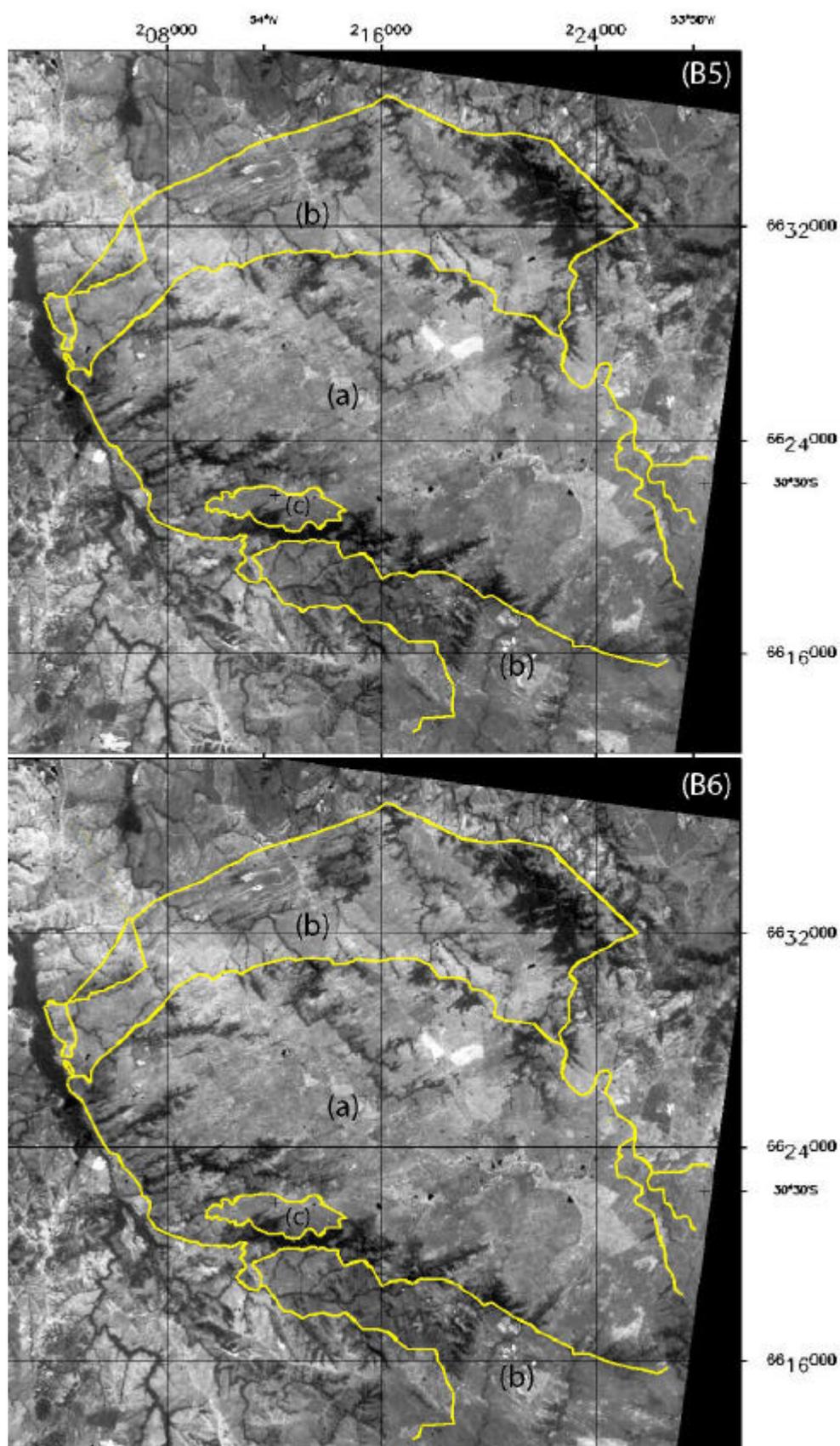
Nas bandas 1 ( $\lambda = 0,52\mu\text{m} - 0,60\mu\text{m}$ ) e 2 ( $\lambda = 0,63\mu\text{m} - 0,69\mu\text{m}$ ) a vegetação está representada por *pixels* escuros (DN's baixos) e os solos por *pixels* claros (DN's elevados), conforme o comportamento espectral destes alvos na região do visível (Fig. 9). Não se observa contraste entre o Platô da Ramada e áreas circundantes. Ao norte, na área de ocorrência do Grupo Maricá, o contraste espectral marca uma concentração de lineamentos, indicando diferenças litológicas. Na banda 3 ( $\lambda = 0,78\mu\text{m} - 0,86\mu\text{m}$ ), região espectral do infravermelho próximo, ocorre uma mistura na resposta espectral entre solos e vegetação, o que impede uma diferenciação entre esses alvos (Fig. 10). Observa-se, no entanto, um nítido contraste espectral delimitando a área do Platô em relação ao Grupo Maricá, destacado pela alternância de *pixels* claros e escuros na borda SW gerada por diferenças litológicas. Adicionalmente constata-se uma boa definição da textura e morfologia dos terrenos em relação às bandas 1 e 2. Na banda 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ), infravermelho médio, a vegetação apresenta-se escura, evidenciando a absorção da REM neste comprimento de onda (Fig. 10). O contraste entre o Platô e as áreas circundantes é delimitado espectralmente e destaca esta feição geomorfológica. Ao norte, onde ocorre o Grupo Maricá, estão marcados lineamentos devido ao contraste espectral das diferentes litotipos (diques riolíticos e rochas sedimentares) indicando a contribuição do substrato rochoso na imagem. A região espectral do infravermelho médio (bandas 5, 6, 7, 8, 9, com  $\lambda = 2,185\mu\text{m}$  a  $\lambda = 2,430\mu\text{m}$ ) apresenta um baixo contraste espectral (Fig. 11 e 12). A vegetação apresenta-se em tons escuros e os solos claros, indicando uma maior absorção da REM neste comprimento de onda para a primeira. O contraste espectral entre o Platô e áreas circundantes é menor em relação às bandas 3 e 4.



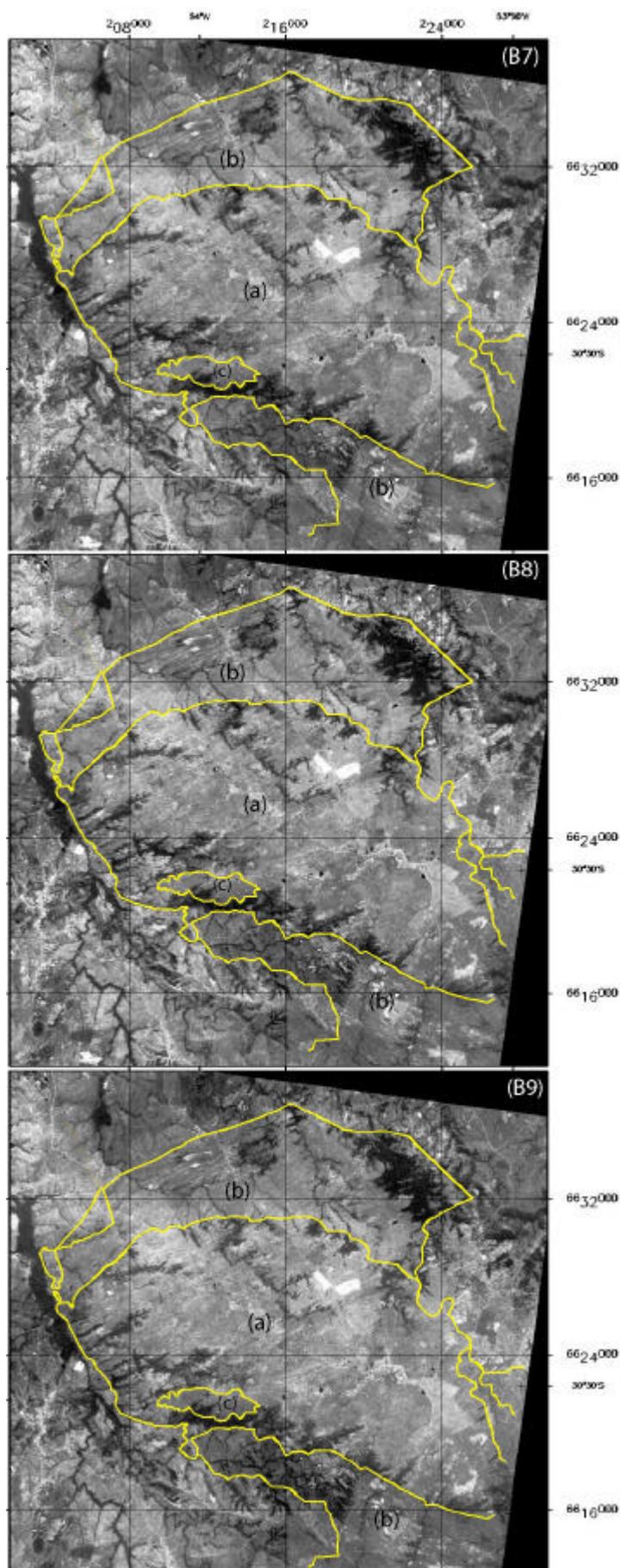
**Figura 9** - Imagens acromáticas das bandas (B1) e (B2) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.



**Figura 10** - Imagens acromáticas das bandas (B3) e (B4) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.



**Figura 11** - Imagens acromáticas das bandas (B5) e (B6) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.



**Figura 12** - Imagens acromáticas das bandas (B7), (B8) e (B9) com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.

**Tabela 1** – Distribuição estatística dos dados originais das 9 bandas da imagem ASTER.

<b>Banda</b>	<b>DN mín.</b>	<b>DN máx.</b>	<b>Média</b>	<b>Desvio padrão</b>						
<b>1</b>	0	157	47,811	26,526						
<b>2</b>	0	147	30,386	17,769						
<b>3</b>	0	152	62,730	35,123						
<b>4</b>	0	255	51,657	28,534						
<b>5</b>	0	255	32,413	17,843						
<b>6</b>	0	255	33,562	18,899						
<b>7</b>	0	255	29,851	16,623						
<b>8</b>	0	255	24,629	13,892						
<b>9</b>	0	255	21,973	11,813						

<b>Matriz de covariância</b>									
<b>Banda</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
<b>1</b>	703,648	462,434	889,949	719,153	451,303	475,456	415,875	344,891	297,842
<b>2</b>	462,434	315,727	556,854	481,020	302,907	322,081	281,309	234,678	197,449
<b>3</b>	889,949	556,854	1233,639	896,406	555,516	578,666	507,186	416,874	371,386
<b>4</b>	719,153	481,020	896,406	814,174	504,698	533,160	468,638	389,397	330,438
<b>5</b>	451,303	302,907	555,516	504,698	318,377	335,303	294,522	245,367	208,171
<b>6</b>	475,456	322,081	578,666	533,160	335,303	357,159	311,587	260,001	218,620
<b>7</b>	415,875	281,309	507,186	468,638	294,522	311,587	276,331	230,082	193,615
<b>8</b>	344,891	234,678	416,874	389,397	245,367	260,001	230,082	192,982	161,298
<b>9</b>	297,842	197,449	371,386	330,438	208,171	218,620	193,615	161,298	139,539

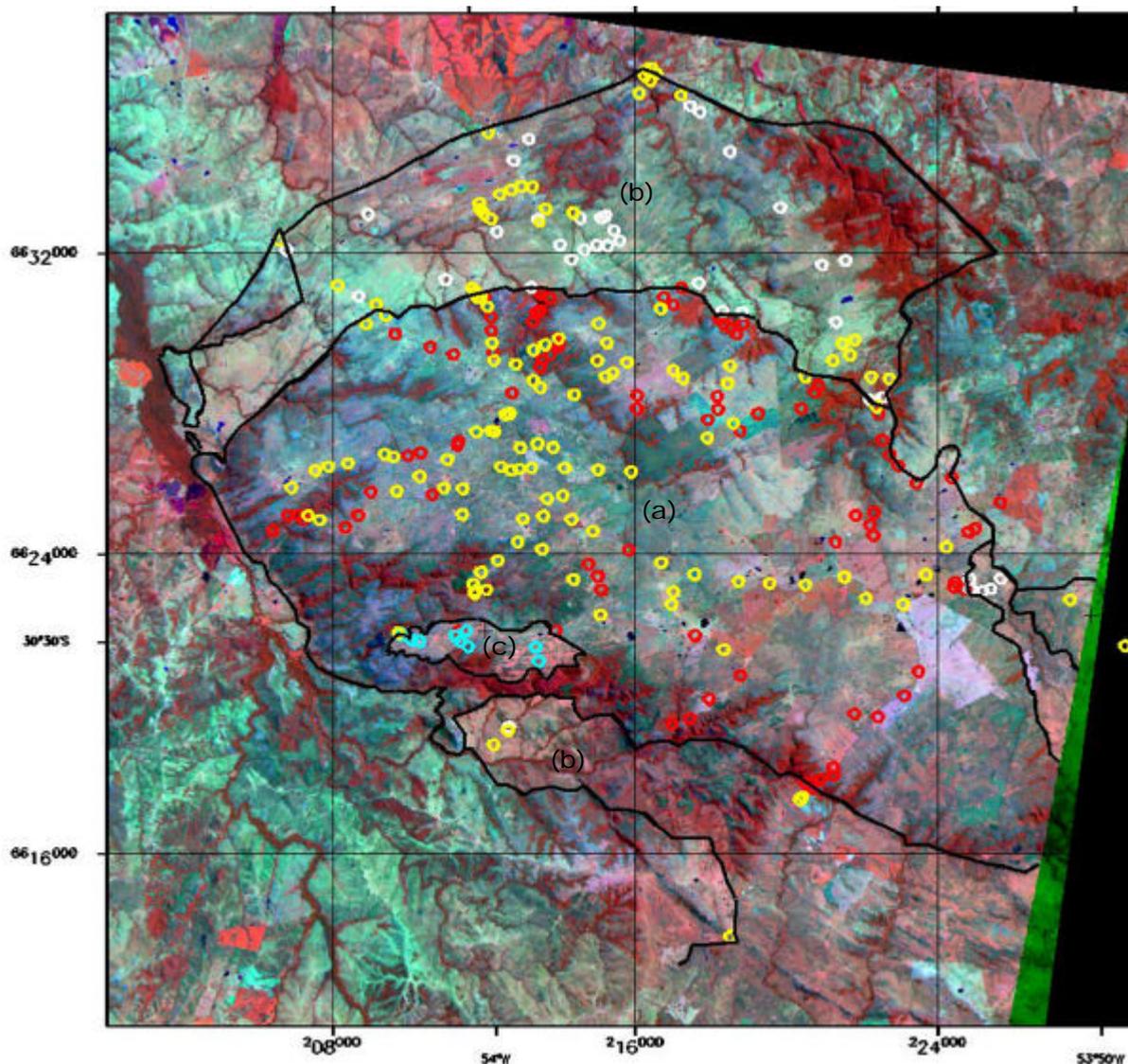
  

<b>Matriz de correlação</b>									
<b>Banda</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
<b>1</b>	1	0,981	0,955	0,950	0,953	0,948	0,943	0,936	0,951
<b>2</b>	0,981	1	0,892	0,949	0,955	0,959	0,952	0,951	0,941
<b>3</b>	0,955	0,892	1	0,894	0,886	0,872	0,869	0,854	0,895
<b>4</b>	0,950	0,949	0,894	1	0,991	0,989	0,988	0,982	0,980
<b>5</b>	0,953	0,955	0,886	0,991	1	0,994	0,993	0,990	0,988
<b>6</b>	0,948	0,959	0,872	0,989	0,994	1	0,992	0,990	0,979
<b>7</b>	0,943	0,952	0,869	0,988	0,993	0,992	1	0,996	0,986
<b>8</b>	0,936	0,951	0,854	0,982	0,990	0,990	0,996	1	0,983
<b>9</b>	0,951	0,941	0,895	0,980	0,988	0,979	0,986	0,983	1

Após essa análise visual preliminar gerou-se uma composição colorida 3-4-1 (RGB), de 30m de resolução espacial, com aumento de contraste gaussiano, incluindo a banda 4 do infravermelho de ondas curtas visando uma melhor definição espectral das rochas (Fig. 13). Nesta imagem a vegetação densa e arbórea é representada pela cor vermelha e está associada às áreas de drenagens, enquanto a vegetação rasteira aparece na cor vermelha clara. O solo ou substrato rochoso sem cobertura vegetal de densidade significativa apresenta a cor magenta, tendendo para o verde no centro do Platô e para o azul na borda oeste-sudoeste. Observa-se, neste caso, uma diferenciação espectral entre o Platô da Ramada (rochas vulcânicas) e o Grupo Maricá (rochas sedimentares), formando um arco ao longo do contato. O Grupo Maricá apresenta coloração que varia do salmão (NW) ao verde claro (N-NE), predominando o magenta no Platô. Na porção norte do Grupo Maricá os lineamentos de direção NE-SW, bem como ao S-SE do Platô, estão realçados na cor verde. Constatou-se uma maior concentração de corpos riolíticos ao norte do Grupo Maricá, em forma de diques ou *sills* com dimensões métricas. Ao sul do Platô, constata-se a presença de diques riolíticos com maiores dimensões, mas em menores concentrações em relação à porção norte, destacados na imagem pela cor magenta.

Pontos de amostragem, obtidos em mapeamentos anteriores da área do Platô foram sobrepostos à imagem ASTER RGB 3-4-1 visando identificar espacialmente os padrões de distribuição dos diferentes litotipos e investigar as diferenças espectrais entre eles (Fig. 13). Foram selecionadas amostras representativas de arenitos do Grupo Marica e de rochas vulcânicas (riolitos e ignimbritos).

Observa-se nesta imagem que os pontos referentes a riolitos e ignimbritos apresentam uma distribuição espacial aleatória dentro do Platô, muitas vezes intercalando-se. Pode-se, entretanto, registrar a presença preferencial dos riolitos associados aos lineamentos e, nas porções N-NE do Maricá, em grande concentração, na forma de diques e *sills*. Ao sul, os riolitos ocorrem na forma de diques de maior expressão morfológica de direção NW cortando o Platô. A separação espectral entre riolitos e ignimbritos nesta imagem não foi possível.



**Figura 13** - Imagem RGB 3-4-1 da região do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Legenda das cores dos círculos: amarelo = riolitos; vermelho = ignimbritos; branco = arenitos do Grupo Maricá; ciano = dioritos. (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.

### 3.1 - FILTRAGEM DIRECIONAL

Os processamentos de filtragem por convolução foram utilizados para investigar os padrões de lineamentos e sua relação com a ocorrência de diferentes litologias da área do Platô da Ramada. Tendo em vista as possibilidades deste processamento realçar bordas em direções pré-determinadas, aplicou-se um filtro direcional (Araújo & Carvalho Jr., 1994) na banda 4, infravermelho de ondas curtas ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ), o qual mostrou o melhor resultado. Esse filtro utiliza uma estrutura

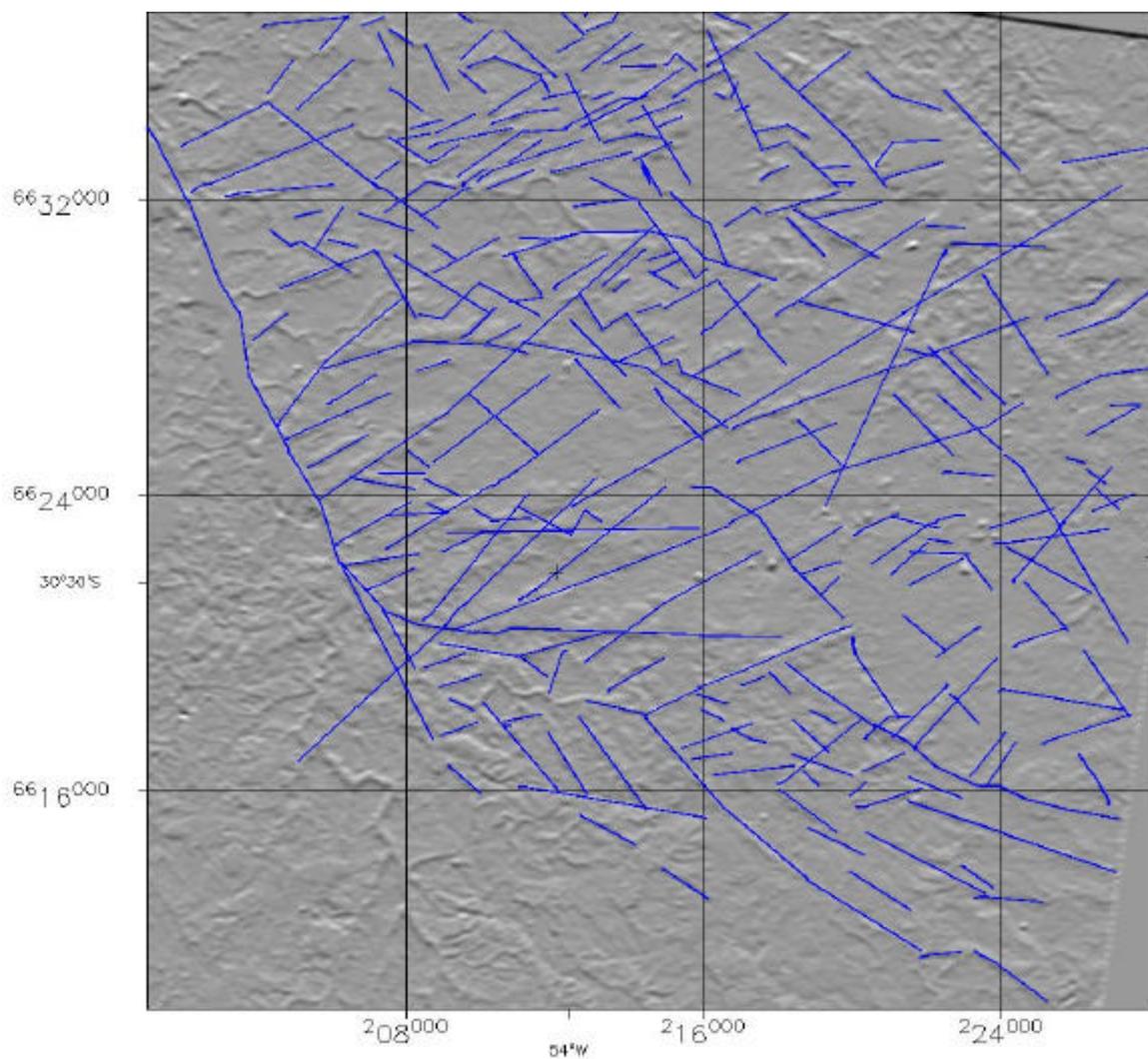
de 7 x 7 linhas/colunas e os valores das células definidos em torno de um eixo de simetria, visando realçar as estruturas que ocorram nas direções NE, NW e E-W (Fig. 14).

6	5	4	3	2	1	0	0	1	2	3	4	5	6	3	3	3	3	3	3	3
5	4	3	2	1	0	-1	-1	0	1	2	3	4	5	2	2	2	2	2	2	2
4	3	2	1	0	-1	-2	-2	-1	0	1	2	3	4	1	1	1	1	1	1	1
3	2	1	0	-1	-2	-3	-3	-2	-1	0	1	2	3	0	0	0	0	0	0	0
2	1	0	-1	-2	-3	-4	-4	-3	-2	-1	0	1	2	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3
1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
<b>A</b>							<b>B</b>							<b>C</b>						

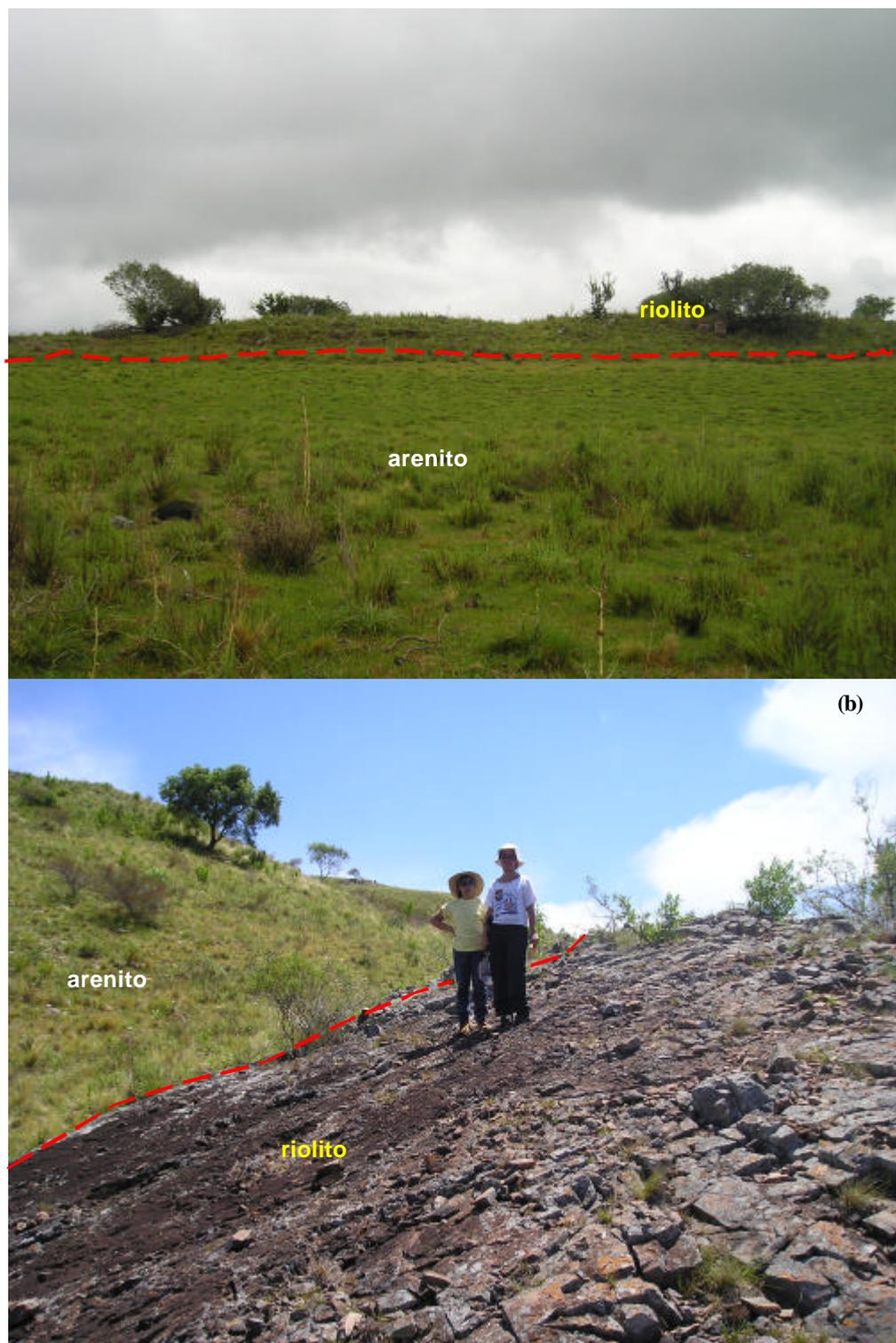
**Figura 14** – Matriz multidirecional 7x7 linhas/colunas, representando os filtros direcionais NW-SE (A), NE-SW (B) e N-S (C), aplicados na banda 4 da imagem ASTER.

Na análise dessa imagem (Fig. 15) observa-se uma grande incidência de lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE na área do Platô. Estas estruturas têm origem predominantemente tectônica e correspondem a falhas normais e direcionais, como os dois grandes lineamentos de direção NE-SW que cortam a porção central do Platô da Ramada. A grande densidade de fraturas, cujas direções são coincidentes com as observadas nas imagens, foi verificada nos trabalhos de campo. Esse processamento foi eficaz para realçar lineamentos que correspondem à maioria dos diques e *sills* riolíticos que cortam a porção norte do Grupo Maricá (NE – SW) e o embasamento do sul do Platô (NW-SE) (Fig. 6 e 16). Destaca-se também a presença de efusivas riolíticas preferencialmente associada a alguns lineamentos realçados nas imagens analisadas.

Outra constatação importante foi a identificação de lineamentos na área do Platô da Ramada, que em campo correspondem a corpos riolíticos com foliações subverticais e auto-brechações que podem corresponder a antigos condutos alimentadores da fração efusiva ácida (Fig. 5). Esta hipótese é coerente e coincidente com as conclusões de Sommer (2003), construídas a partir do estudo dos aspectos estruturais e texturais destas rochas.



**Figura 15** – Imagem da banda 4 ASTER submetida a filtragem direcional (Araújo & Carvalho Jr., 1994), evidenciando os principais lineamentos da região do Platô da Ramada.



**Figura 16** – Corpos riolíticos intrusivos nos arenitos do Grupo Maricá, ao norte do Platô da Ramada: dique (a) e *sill* (b) com direção NE-SW.

### 3.2 - COMPONENTES PRINCIPAIS

Diversos processamentos de realce foram executados e avaliados, visando uma melhor diferenciação litológica da área, destacando-se: aumento de contraste espectral por meio de diferentes funções de transferência, novas composições coloridas, operações aritméticas e a transformação por componentes principais. Desses processamentos, os melhores resultados foram obtidos aplicando-se a técnica denominada Transformação por Componentes Principais (CP).

Essa técnica, também denominada Transformada de Karhunen-Löve, é uma transformação matemática que gera novas imagens por combinação linear aditiva das imagens originais sem nenhuma correlação entre si. O processamento por Componentes Principais resulta de cálculo estatístico que tem como base as características da distribuição dos valores de DN's (*Digital Numbers*) originais (correlação e covariância), onde a interpretação de seus resultados será dependente das características espectrais da cena processada (Crosta, 1992). O número de imagens componentes principais (CP's) geradas é o mesmo das bandas espectrais utilizadas na transformação. A vantagem desse processamento é a redução da dimensionalidade dos dados espectrais, pois concentra a informação que é comum à todas as bandas na imagem CP1, basicamente, os efeitos da irradiância solar e do albedo da superfície. As outras imagens CP's registram as informações diferenciais da cena imageada. As imagens CP's geradas podem ser representadas matematicamente por autovalores, que representam o comprimento dos eixos das CP's, ou seja a sua variância, e autovetores que representam as direções dos eixos das CP's e definem a contribuição de cada banda original para cada CP (Crosta, 1992).

Variações desta técnica foram implementadas por Chavez & Kwarteng (1989), denominada Componentes Principais Seletivas, e *pairwise principal components*, de Lamb & Pendock (1989). Ambas utilizam somente 2 bandas espectrais na transformação. Essa técnica é adequada para processamentos de imagens multiespectrais altamente correlacionadas ou não, por reduzir a dimensionalidade dos dados e permitir uma melhor interpretação das mesmas, visto que utiliza somente duas bandas no processamento. A primeira imagem gerada, chamada CP1 concentra a informação comum às duas bandas (albedo e sombreamento topográfico), enquanto que a imagem CP2 concentra a informação diferencial da cena, o contraste espectral entre as

bandas. Os resultados obtidos são também chamados falsa razão e mostram que a CP2 assemelha-se ao produto da divisão de bandas sem, no entanto, haver necessidade de fazer a correção atmosférica nesta transformação.

Neste estudo adotou-se a técnica de componentes principais seletiva que utiliza duas bandas na geração da imagem CP, simplificando desta forma, a análise dos dados. Para selecionar os pares de bandas foram considerados, nas imagens, os valores de DN dos *pixel* que representam a posição geográfica de cada ponto amostrado dos diferentes litotipos considerados neste estudo: rochas sedimentares do Grupo Maricá e rochas vulcânicas (riolitos e ignimbritos) nas 09 bandas espectrais do espectro refletido. Os valores dos DN's registrados são visualizados nas tabelas 2, 3 e 4. Esses dados geraram os gráficos das curvas espectrais das amostras, demonstrados na figura 17.

**Tabela 2** - Valores dos DN's das amostras representativas de riolitos para as 9 bandas ASTER.

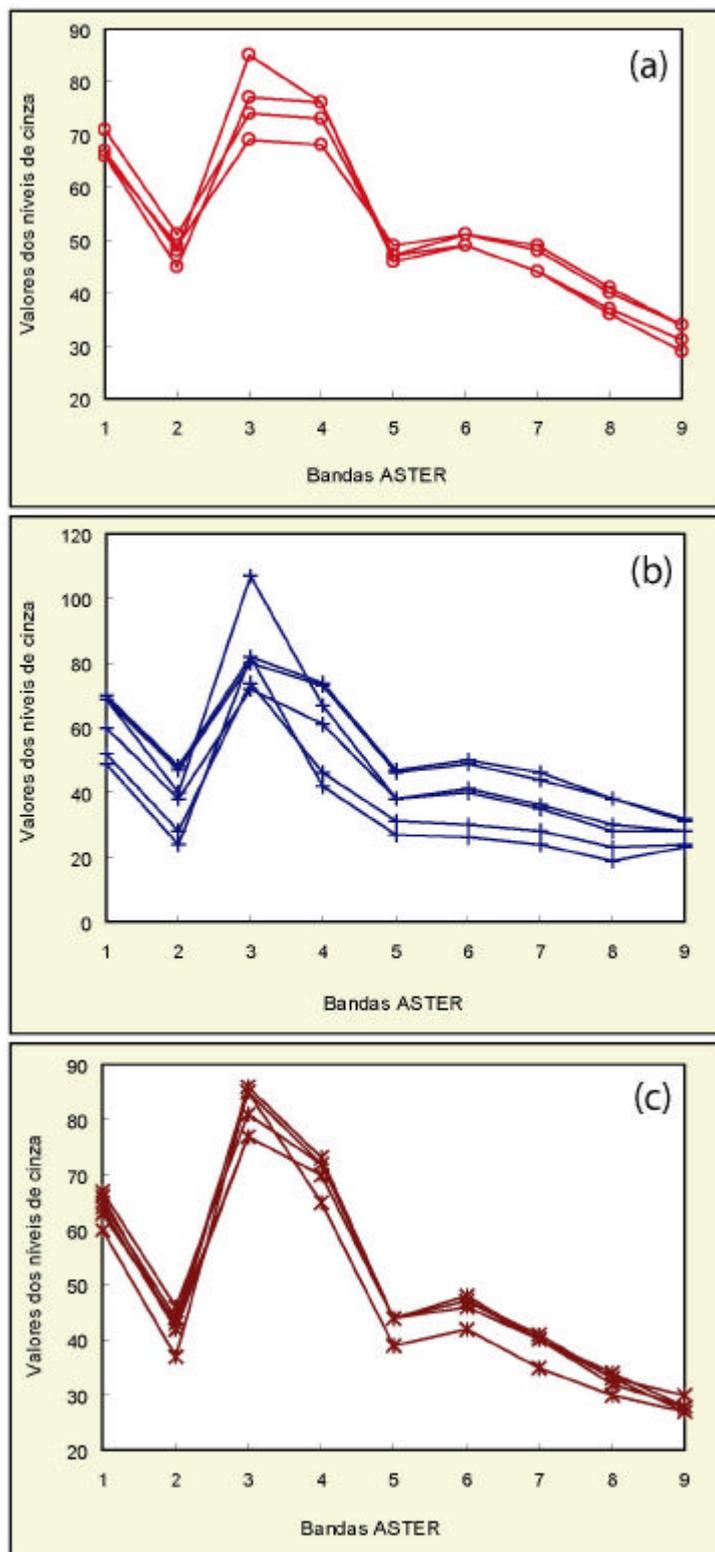
	Amostras	RM67	RM65	RM06	RM85	RM40	RM30	Pto 03	RM183	RM47	RM83
<b>Bandas</b>											
<b>1</b>		71	71	66	66	69	68	66	59	71	67
<b>2</b>		51	45	49	49	46	48	45	36	46	48
<b>3</b>		74	98	63	69	97	83	77	82	98	85
<b>4</b>		73	79	67	68	75	71	76	59	75	76
<b>5</b>		47	45	50	49	45	46	46	37	45	47
<b>6</b>		49	49	52	51	48	48	49	38	49	51
<b>7</b>		44	43	48	49	43	42	44	34	43	48
<b>8</b>		37	35	42	41	37	36	36	27	35	40
<b>9</b>		31	30	36	34	31	30	29	26	30	34

**Tabela 3** - Valores dos DN's das amostras representativas de ignimbritos para as 9 bandas ASTER.

	Amostras	RM62	RM63	RM116	RM165	RM87 I	RM86
<b>Bandas</b>							
<b>1</b>		69	70	49	60	52	69
<b>2</b>		47	48	24	38	28	40
<b>3</b>		80	82	82	72	74	107
<b>4</b>		73	74	42	61	46	67
<b>5</b>		46	47	27	38	31	38
<b>6</b>		49	50	26	40	30	41
<b>7</b>		44	46	24	35	28	36
<b>8</b>		38	38	19	28	23	30
<b>9</b>		31	32	23	28	24	28

**Tabela 4** - Valores dos DN's das amostras representativas de arenitos do Grupo Maricá para as 9 bandas ASTER.

	Amostras	RM181	PTO04	RM140	RM141	JU02	JU19
<b>Bandas</b>							
<b>1</b>		65	66	64	67	63	60
<b>2</b>		44	42	42	46	43	37
<b>3</b>		85	86	77	81	77	85
<b>4</b>		72	73	70	72	70	65
<b>5</b>		44	44	44	44	44	39
<b>6</b>		46	48	47	47	46	42
<b>7</b>		40	40	41	40	40	35
<b>8</b>		34	33	33	33	32	30
<b>9</b>		28	27	27	30	28	27



**Figura 17** - Gráfico com os valores dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos (a), ignimbritos (b) e rochas sedimentares do Grupo Maricá (c).

Essa técnica pode ser comparada ao processamento de realce obtido pela operação aritmética divisão de bandas, onde as mudanças na inclinação das curvas das assinaturas espectrais podem ser combinadas em pares de razões, para acentuar as diferenças espectrais dos materiais (Crosta, 1992). A diferença entre os ângulos de inclinação das retas indica quais as bandas para a geração das componentes principais seletivas (Fig. 17).

A análise do gráfico demonstra uma acentuada variação nos ângulos das retas de DN's dos riolitos nas bandas 1 e 2, bandas 2 e 3 e bandas 4 e 5. Nas amostras de ignimbritos ocorre uma maior diferença dos ângulos das retas entre as bandas 2 e 3, 3 e 4, 4 e 5 e uma variação entre as bandas 8 e 9. Nas amostras do Grupo Maricá as maiores variações nos ângulos ocorrem entre as bandas 1 e 2, 2 e 3, 4 e 5.

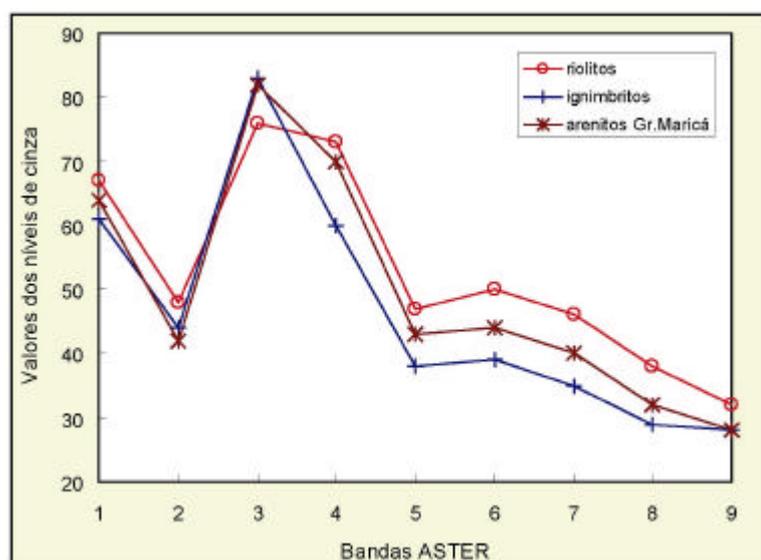
Com a finalidade de destacar essas diferenças fez-se uma média entre os grupos de amostras (Tab. 5), reduzindo o número de dados conforme apresentado na figura 18. Observou-se que as maiores diferenças dos ângulos de inclinação das retas dos DN's, que caracterizam os riolitos, os ignimbritos e as rochas sedimentares do Grupo Maricá ocorrem entre bandas 3 e 4. Nas bandas 4 e 5, a diferença espectral entre os ignimbritos e os arenitos do Grupo Maricá também se manifesta pela diferença de inclinação das retas enquanto nas bandas 8 e 9 ocorre uma pequena variação entre as declividades das retas que representam as amostras dos três grupos (Fig. 18). A partir desta análise foram selecionados os pares de bandas espectrais capazes de discriminar essas litologias.

Para a geração das Componentes Principais Seletiva (CPS), selecionou-se os pares das bandas 3-4 ( $\lambda = 0,78\mu\text{m} - 0,86\mu\text{m}$  e  $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ), 4-5 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$  e  $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ) e 8-9 ( $\lambda = 2,295\mu\text{m} - 2,365\mu\text{m}$  e  $\lambda = 2,360\mu\text{m} - 2,430\mu\text{m}$ ), devido as maiores diferenças observadas entre seus espectros.

Visando buscar a informação espectral diferencial foram utilizadas somente as imagens CP's 2 dos pares acima descritos, pois representam o contraste espectral entre as 2 bandas envolvidas, tendo em vista que a CP1 concentra a informação comum às duas bandas. A tabela 6, resultante da aplicação da componente principal seletiva, mostra os autovalores e os autovetores de cada CP. Os valores foram transformados em porcentagens para uma melhor compreensão da magnitude dos mesmos.

**Tabela 5** – Valores médios dos DN's das amostras representativas de riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá para as 9 bandas ASTER.

Bandas	Riolitos	Ignimbritos	Arenitos
1	67	61	64
2	48	44	42
3	76	83	82
4	73	60	70
5	47	38	43
6	50	39	44
7	46	35	40
8	38	29	32
9	32	28	28



**Figura 18** - Gráfico com os valores médios dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá.

**Tabela 6** - Valores dos autovetores e autovalores dos pares das bandas 4-5, 3-4 e 8-9.

Bandas	CP1		CP2	
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	1128,569353		3,982337	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>4</b>	-0,848785	-61,62	0,528739	38,38
<b>5</b>	-0,528739	-38,38	-0,848785	-61,62
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	1944,521447		103,29007	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>3</b>	-0,783523	-55,77	0,621362	44,23
<b>4</b>	-0,621362	-44,23	-0,783523	-55,77
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	329,756824		2,764627	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>8</b>	0,762705	54,11	-0,646747	-45,89
<b>9</b>	0,646747	45,89	0,762705	54,11

Os autovetores da imagem CP2 das bandas 4-5 mostram uma contribuição positiva da banda 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ) e negativa da banda 5 ( $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ) que correspondem ao realce de áreas de maior exposição de argilo-minerais (elevada reflectância em  $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$  e banda de absorção em  $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ). Igualmente, a vegetação é levemente realçada devido ao seu comportamento espectral, com maior reflectância na banda 4 em relação à banda 5 (Tab. 6). A CP2 das bandas 3-4 representa o contraste entre o infravermelho próximo (banda 3) e o infravermelho médio (banda 4) e mostra o realce da vegetação que está representada por *pixels* claros. Na imagem CP2 do par das bandas 8-9, a contribuição positiva é da banda 9 e a negativa é da banda 8, realçando a vegetação arbórea e as áreas com gramíneas mais densa, em níveis de cinza claro, indicando variações dos níveis de alteração do substrato rochoso. Áreas mais escuras indicam menor densidade de vegetação e, conseqüentemente, um nível rochoso mais superficial. A imagem CP2 recebe a contribuição espectral de ambas as bandas envolvidas na transformação, sendo

portanto, aconselhável a análise das imagens acromáticas devido a facilidade na sua interpretação.

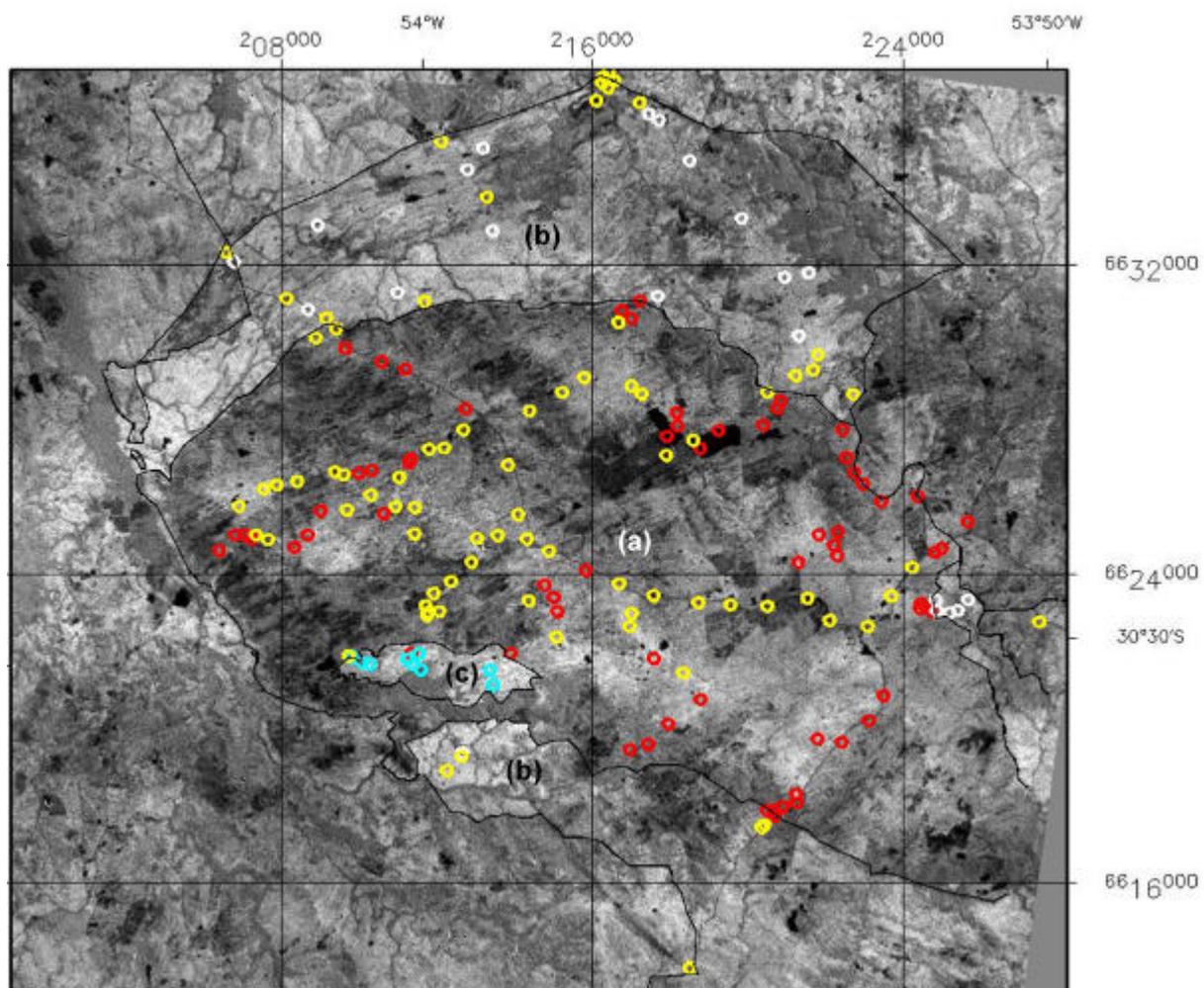
### 3.2.1 - Imagens CP's 2 acromáticas

Na imagem acromática CP2, das bandas 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ) e 5 ( $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ), os *pixels* em tons de cinza-médio representam a vegetação de porte (Fig. 19). Pequenas “manchas” de *pixels* negros, com DN's muito baixos, concentradas nas porções sudoeste, nordeste e noroeste do Platô da Ramada, representam solos expostos ou áreas sem cobertura vegetal significativa. Esta imagem revela um forte contraste entre as rochas vulcânicas do Platô da Ramada (cinza-escuro), ao norte e ao sul, com as unidades sedimentares do Grupo Maricá, representadas por *pixels* cinza-claros (Fig. 19).

Ao norte do Platô, na porção N-NW do Grupo Maricá a presença de diques é destacada por tons de cinza escuro com uma orientação NE-SW. Este dado é confirmado por trabalhos de campo que identificaram um “enxame” de diques e *sills* riolíticos, com dimensões métricas variáveis e distância entre os corpos de aproximadamente 200 à 250m (Fig. 6, 16). Nesta área a cobertura vegetal é esparsa sobre o substrato rochoso, tornando-se arbustiva nas encostas mais acentuadas.

O elevado brilho da imagem identificado ao sul do Platô deve-se a presença de um corpo diorítico e indica a presença de material argiloso oriundo da alteração intempérica e de vegetação rasteira (Fig. 19 e 20).

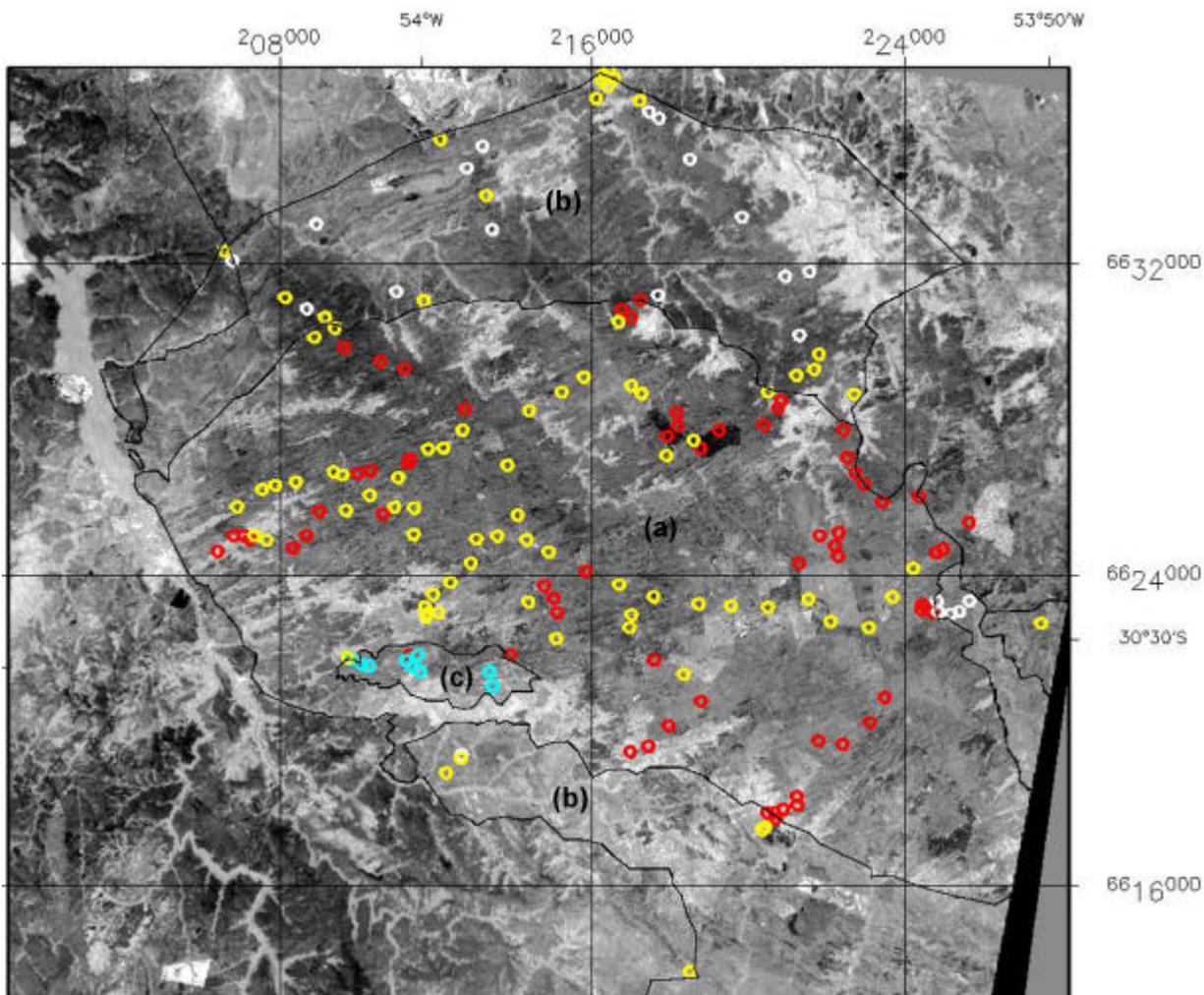
Na imagem CP2, das bandas 3 ( $\lambda = 0,78\mu\text{m} - 0,86\mu\text{m}$ ) e 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ), a vegetação é representada por *pixels* claros (DN's com valores altos), indicando uma maior reflectância no infravermelho próximo (b3) e absorção pela água foliar no infravermelho médio (b4) (Fig. 21). Nesta imagem os solos estão representados por *pixels* cinza-médio predominantemente.



**Figura 19** - Imagem acromática CP2, bandas 4-5, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Legenda: vermelho = ignimbritos; amarelo = riolitos; branco = arenitos do Grupo Maricá; ciano: dioritos; (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.



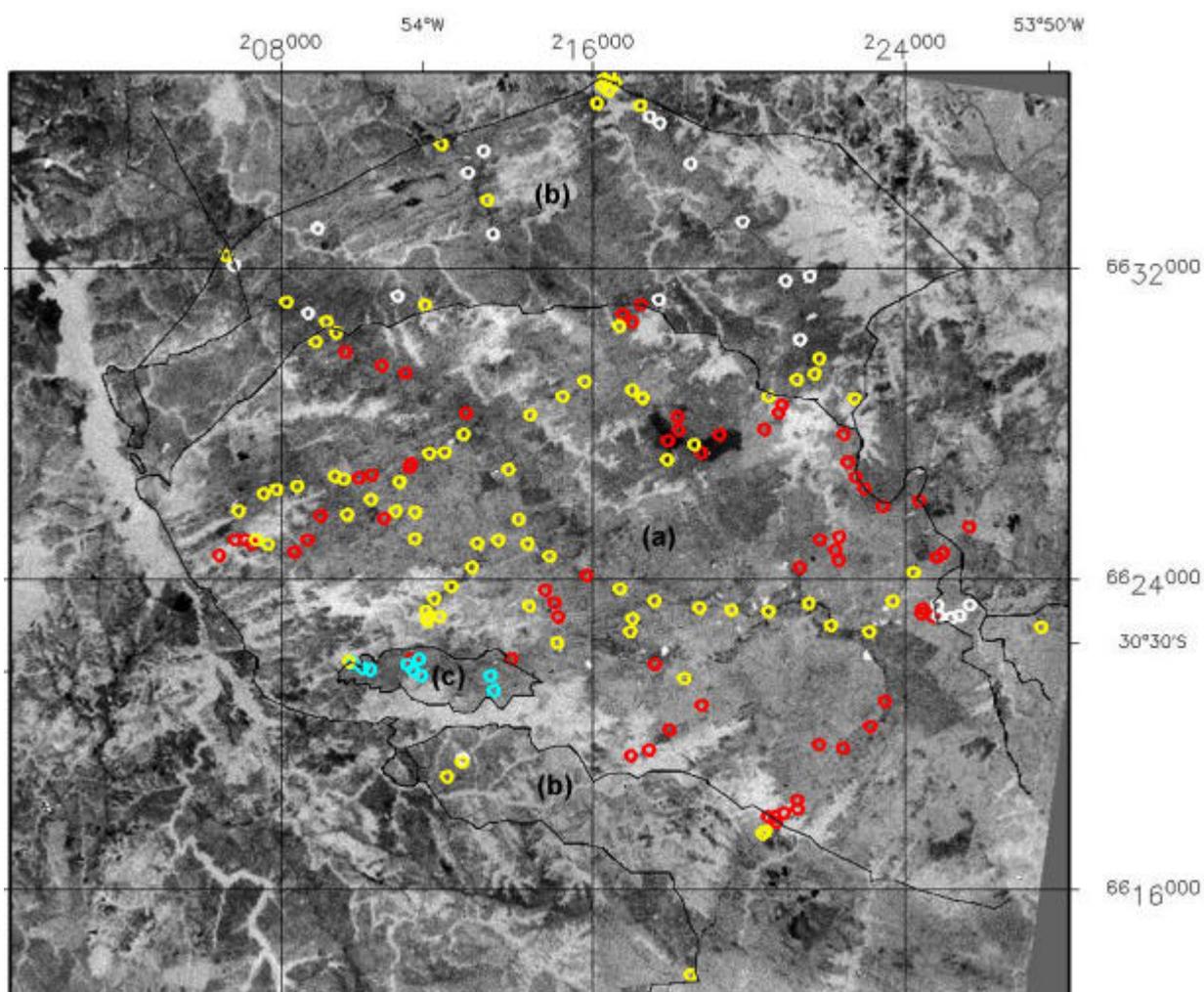
**Figura 20** – Fotografia na porção sul do Platô da Ramada mostrando o contato (tracejado) entre o corpo diorítico e rochas ignimbríticas.



**Figura 21** - Imagem acromática CP2, bandas 3-4, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Legenda: vermelho = ignimbritos; amarelo = riolitos; branco = arenitos do Grupo Maricá; ciano: dioritos; (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.

A sudoeste do Platô esta imagem expõe uma área com diferenciação textural gerada pela alternância de *pixels* claros e escuros, formando um “xadrez”. Por meio de estudos de campo pôde-se associar este padrão à morfologia do terreno e à cobertura vegetal devido ao desgaste diferencial do substrato rochoso. Os *pixels* cinza-claros estão associados às áreas baixas com presença de vegetação rasteira densa (principalmente gramíneas), concentração de umidade e maior espessura de solo. As áreas mais elevadas, com cobertura vegetal rasteira esparsa e maior exposição do substrato rochoso, correspondem na imagem aos *pixels* cinza-escuros.

Na imagem CP2, das bandas 8 ( $\lambda = 2,29 \mu\text{m} - 2,36\mu\text{m}$ ) e 9 ( $\lambda = 2,36 \mu\text{m} - 2,43 \mu\text{m}$ ) os *pixels* de cor cinza-claros (DN's elevados) representam a vegetação com alta reflectância da REM, delimitando basicamente os cursos d'água (Fig. 22). Os solos expostos ou com esparsa cobertura de gramíneas estão representados por *pixels* de cor cinza-médio, não permitindo a diferenciação entre as respostas espectrais das diferentes litologias.



**Figura 22** – Imagem acromática CP2, bandas 8-9, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Legenda: vermelho = ignimbritos; amarelo = riolitos; branco = arenitos do Grupo Maricá; ciano: dioritos; (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá: arenitos/siltitos; (c) corpo diorítico.

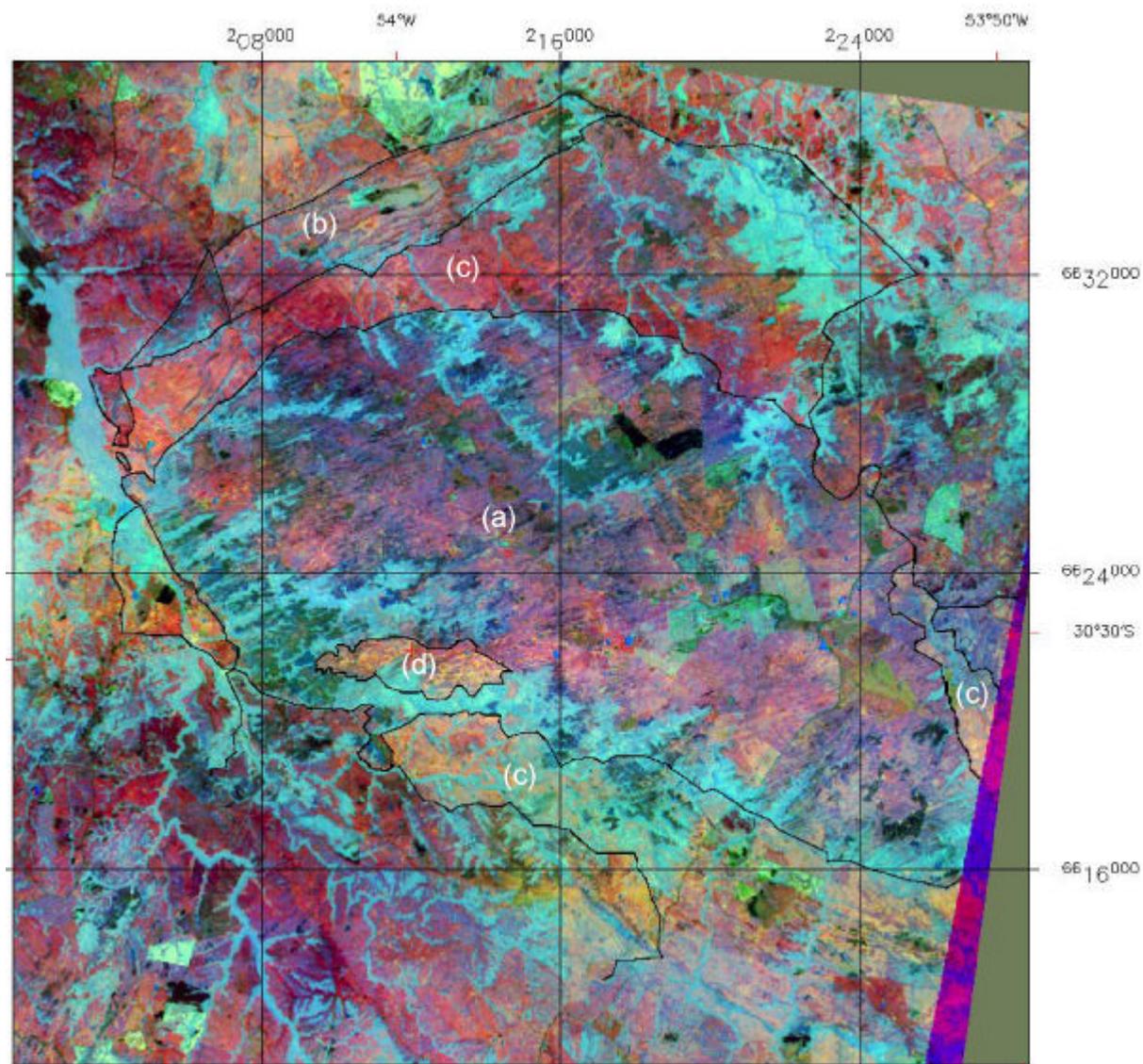
### 3.2.2 – Composição colorida das imagens CP2

A partir das imagens CP2 dos pares das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B) gerou-se a composição colorida. Por meio da manipulação dos histogramas, utilizando-se a função de transferência gaussiana nas três imagens, obteve-se o contraste espectral adequado, tendo em vista que este processamento determina, segundo Crosta (1992), um melhor balanceamento de cores nas composições coloridas RGB (Fig. 23).

A vantagem do uso de composição colorida para análise visual fundamenta-se na maior capacidade humana de diferenciar níveis coloridos em relação ao discernimento de tons de cinza que não vai além de 30 níveis (Crosta, 1992).

A utilização desta imagem permitiu a diferenciação espectral na área de ocorrência do Grupo Maricá, com a individualização de dois domínios realçados pelas cores salmão e vermelho, que não foram evidenciados nas imagens acromáticas (Fig. 23, 24). O domínio de cor vermelha, observado na porção próxima ao limite norte do Platô da Ramada, realça as rochas areno-pelíticas deste grupo sendo este contraste associado à presença de argilominerais nos arcóseos (Fig. 25). A cor salmão caracteriza o domínio mais ao norte, onde se associam às unidades areno-pelíticas, uma grande quantidade de diques e *sills* riolíticos, orientados principalmente segundo SW-NE (Fig. 16, 26). A cor salmão observada nesta imagem representa, portanto, a mistura de informação espectral dos dois tipos de rochas. Outros fatores, como transformações texturais (diminuição do tamanho de grão) e químicas (percolação de fluídos quentes enriquecidos em sílica) das unidades sedimentares afetadas pelas intrusões riolíticas, podem também explicar ou contribuir nesta diferença de cores observadas no Grupo Maricá.

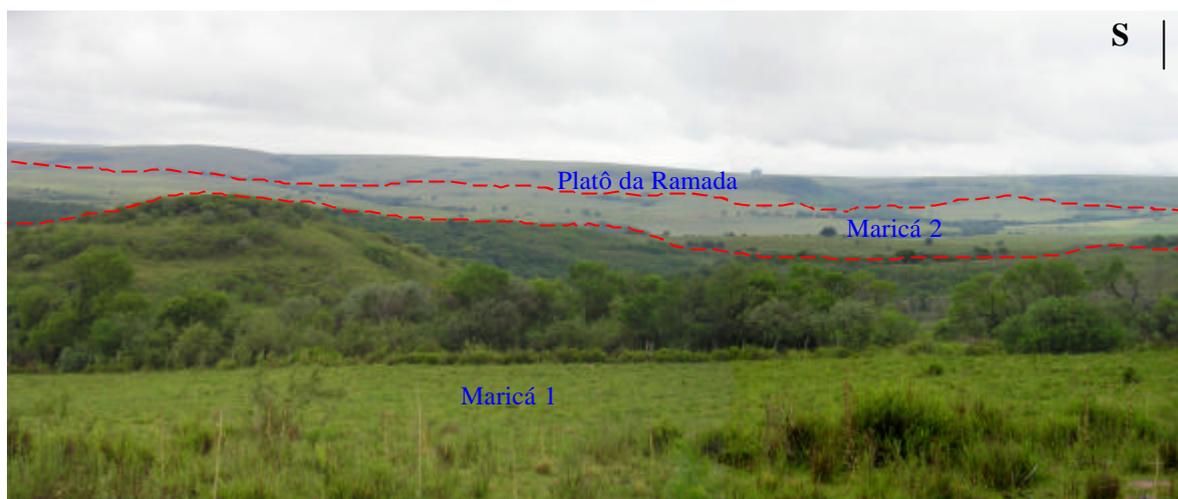
A variação das cores azul e magenta que se distribuem dentro do Platô demonstram a contribuição positiva das imagens CP2 dos pares das bandas 4-5(R) e 8-9(B), realçando os riolitos e ignimbritos. Espectralmente não foi possível separar os riolitos de ignimbritos. Estas litologias caracterizam-se por uma composição mineralógica e química muito semelhantes. Em ambas são observados fenocristais de feldspato alcalino, raros plagioclásios, quartzo, minerais máficos e opacos envoltos por uma matriz félsica. O elevado grau de soldagem dos ignimbritos reproduz aspectos texturais muito semelhante aos dos riolitos, sendo, nestes casos, definidos somente pelas diferenças microscópicas.



**Figura 23** – Imagem colorida CP2 das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B), com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá 1: rochas sedimentares cortadas por diques e *sills* de riolitos; (c) Grupo Maricá 2: rochas sedimentares não afetadas pelas intrusões subvulcânicas; (d) corpo diorítico.

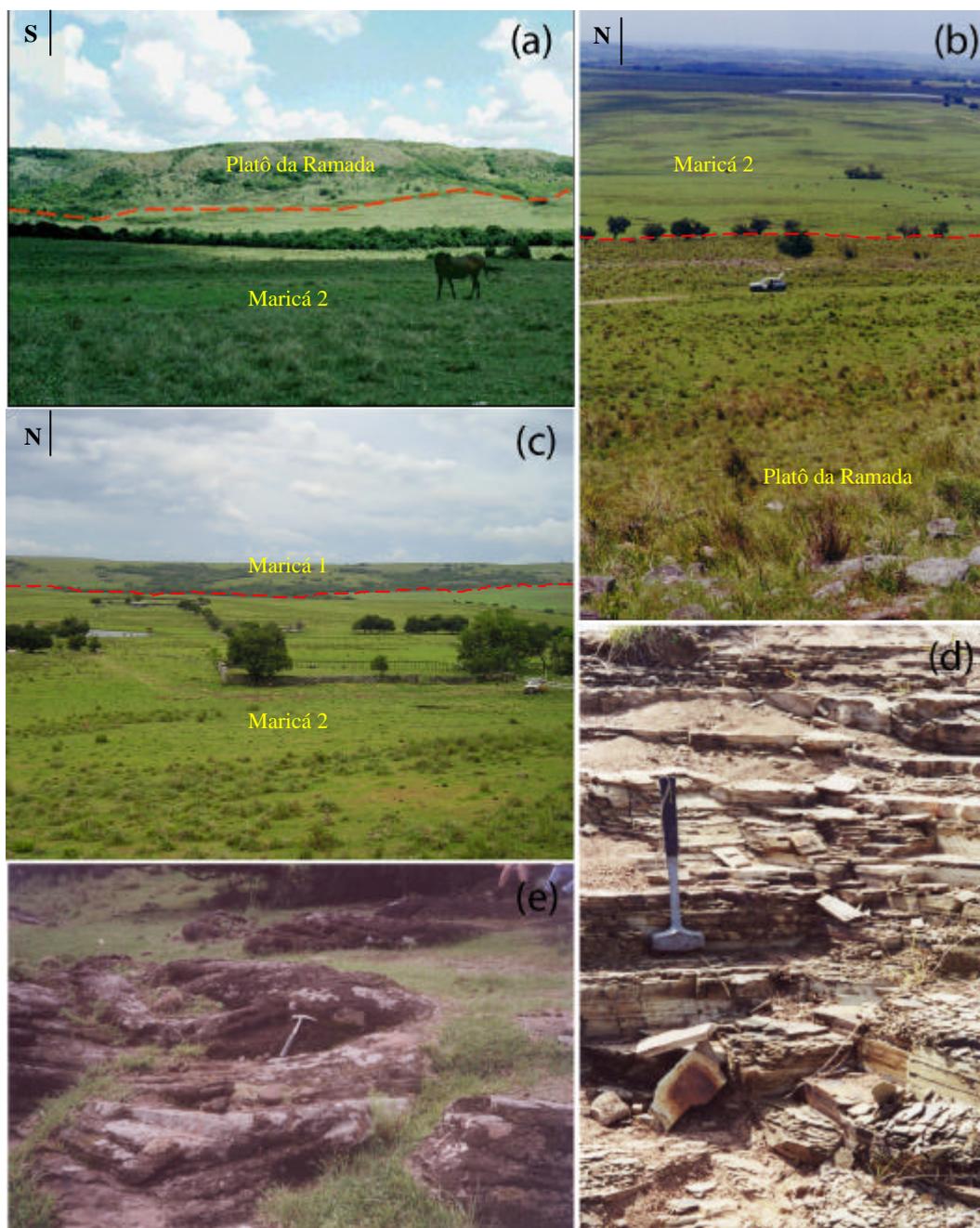
A imagem composição colorida das imagens CP2, dos pares das bandas 4-5; 3-4; 8-9 (RGB) contribuiu para a identificação de um corpo máfico de forma elíptica (3,5km E-W x 1,5km N-S), intrusivo nos ignimbritos à sudoeste do Platô da Ramada (Fig. 20). Esta área é destacada na imagem com a coloração alaranjada demonstrando a contribuição das CP's 2 das bandas 4-5(R) e 3-4(G) e um padrão

textural diferenciado das demais litologias. Estudos de campo e petrográficos (Matté *et al.*, 2005) definiram este corpo como um diorito, com bordas texturalmente mais finas e centro equigranular médio, constituído por plagioclásio + hornblenda + augita + apatita + minerais opacos.

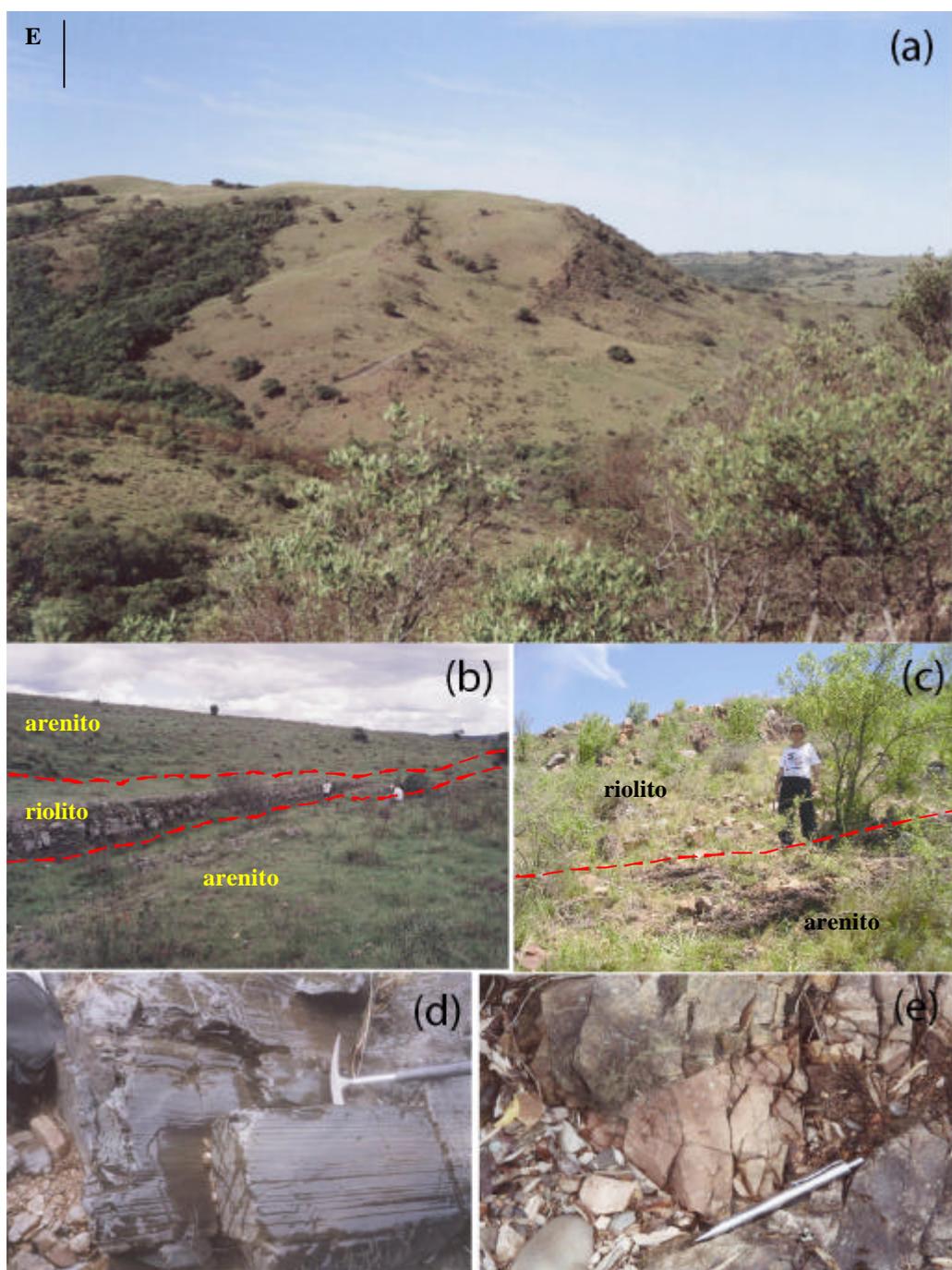


**Figura 24** – Fotografia mostrando as diferenças geomorfológicas entre os dois domínios do Grupo Maricá realçados na imagem composição colorida CP2 4-5, 3-4, 8-9 (RGB). Maricá 1 – arenitos/siltitos intrudidos por diques e *sills* riolíticos (cor salmão na imagem); Maricá 2 – arenitos/siltitos não afetados pelas intrusões riolíticas (cor vermelho na imagem).

A cor ciano realçada na imagem está relacionada à vegetação de porte e mostra a contribuição das imagens CP2 dos pares das bandas 3-4 (verde) e 8-9 (azul). Esta vegetação arbórea delimita as drenagens do Platô, caracterizando uma mata galeria, e em encostas de maior declividade não interferindo na diferenciação das litologias. A vegetação rasteira (gramíneas com tufo) predomina em toda área, muitas vezes apresentando um segundo estrato composto por vassourais com alturas aproximadas de 1m e densidade variável conforme os diferentes níveis de alteração intempérica do substrato rochoso. É comum também, a presença de cultivos de milho e soja.



**Figura 25** – Fotografias ilustrando a geomorfologia e afloramentos associados ao Maricá 2: (a, b) contraste de relevo entre o Maricá 2 e o Platô da Ramada; (c) contraste de relevo entre o Maricá 1 e 2; (d, e) afloramentos típicos do Maricá 2: ritmito (d) e arenito (e).



**Figura 26** – Fotografias ilustrando a geomorfologia e afloramentos associados ao Maricá 1: (a) padrão de relevo; (b) *sill* de riolito intrusivo em arenitos; (c) dique de riolito intrusivo em arenitos; (d) arenito silicificado devido a intrusão riolítica; (e) detalhe do contato intrusivo discordante entre dique riolítico e arenitos.

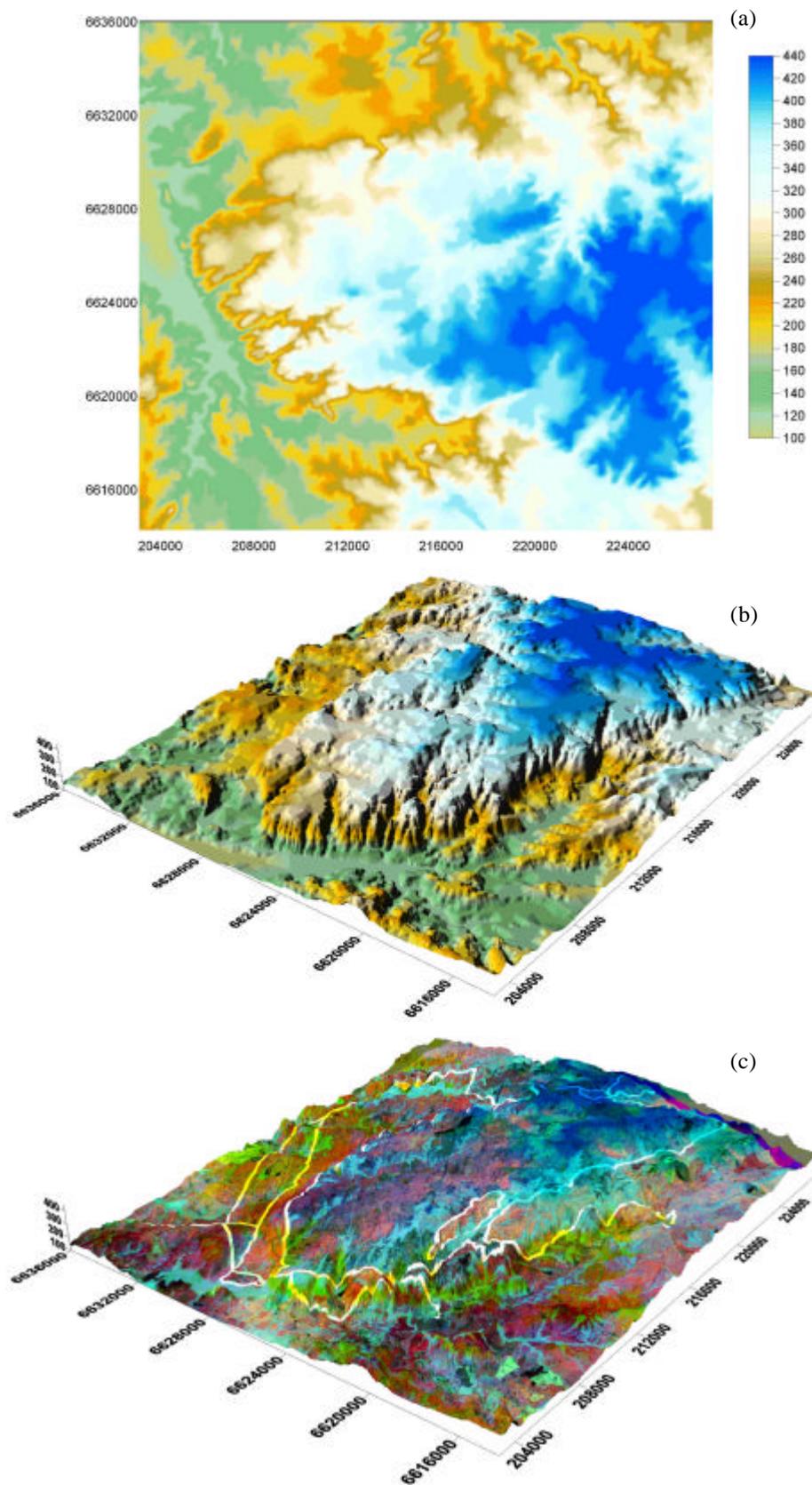
### 3.3 – INTEGRAÇÃO ENTRE IMAGEM ORBITAL E MNT

Na tentativa de agregar a informação geomorfológica como um fator de diferenciação das unidades litológicas que compõem o Platô da Ramada e as áreas circundantes, foi gerado um modelo numérico de terreno (MNT) (Fig. 27). Este modelo foi calculado a partir das curvas de nível com equidistância de 20m, obtidas em cartas topográficas do SGE, escala de 1:50.000 (folhas Passo do Salsinho, Serra Santa Bárbara, Vila Nova, Arroio América, Rufino Farias e Lagoa da Meia Lua), utilizando-se a krigagem como método de interpolação. Nesta área as altitudes variam de 100 a 440 metros, sendo que as menores altitudes estão associadas ao vale do Arroio do Salso posicionado a oeste, enquanto que as maiores altitudes correspondem à feição geomorfológica denominada Platô da Ramada.

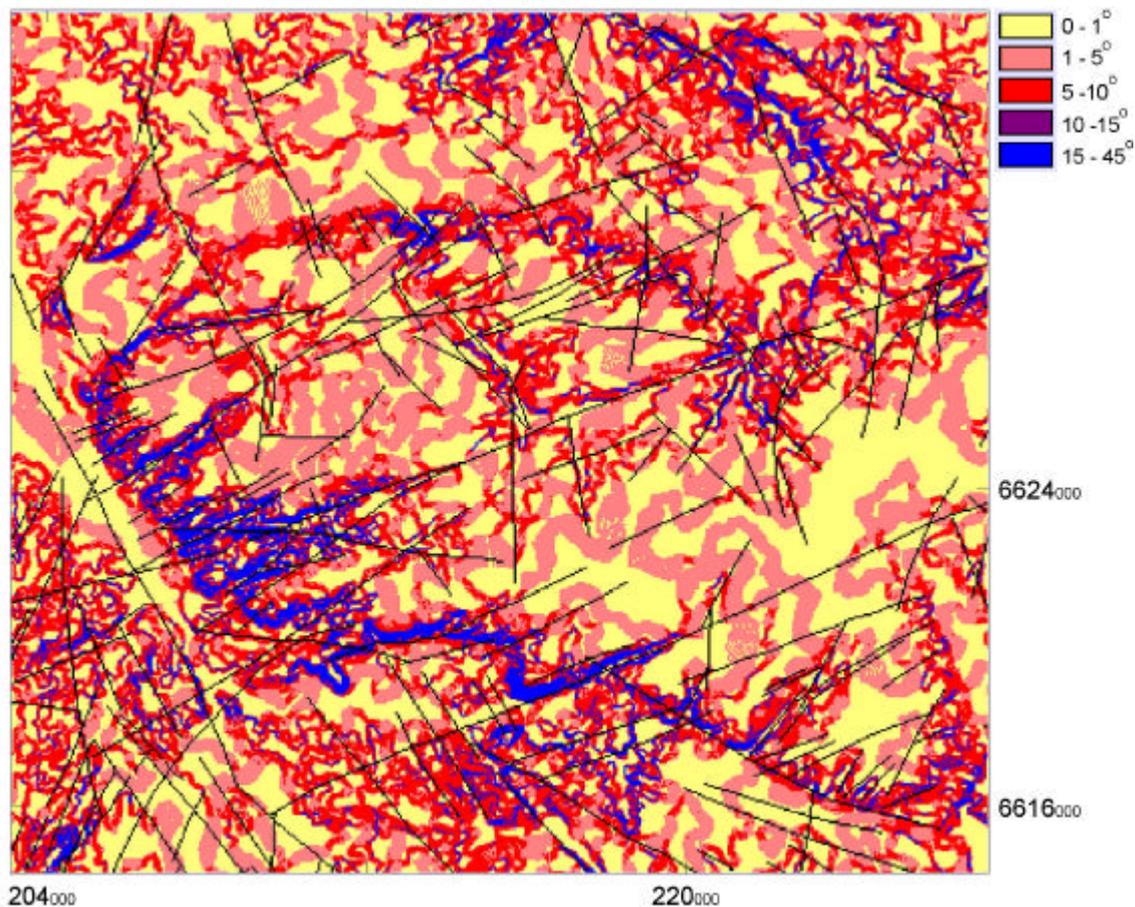
A integração do modelo numérico do terreno com a imagem colorida CP2 4-5, 3-4 e 8-9 (RGB) permite a visualização do Platô da Ramada, como uma feição geomorfológica de destaque na região com extensão aproximada de 24km no sentido (E-W) e de 12km no sentido (N-S) (Fig. 27).

A partir do MNT foi gerada uma imagem de declividade, a qual foi classificada em 5 intervalos de isodeclividades descritas em porcentagem. A cada intervalo foi associada uma cor permitindo a geração da imagem representada na figura 28, cujo intervalo de maior declividade delimita toda a feição morfológica do Platô. Esta feição destaca-se na paisagem por apresentar relevo relativamente plano, com pequenas ondulações, truncadas por vales que representam a maioria das nascentes dos rios da região. Nas porções sul e sudoeste, seu contato com as rochas do Grupo Maricá e com as rochas do embasamento geram uma escarpa com desníveis bastante acentuados enquanto na porção N-NE observa-se uma suavização dos seus bordos em relação as áreas topograficamente mais baixas.

Comparando esta imagem com as obtidas por sensores orbitais, nota-se que as maiores declividades estão associadas aos limites da ocorrência das rochas vulcânicas, principalmente os contatos S e SW. Portanto, o uso desta variável auxilia na definição desses contatos litológicos, quando os contrastes definidos pelas diferenças espectrais não forem suficientes para traçá-los.



**Figura 27** – Modelo numérico do terreno da região do Platô da Ramada obtido a partir das curvas de nível com equidistância de 20m, obtidas em cartas topográficas 1:50.000 em planta (a) e em 3D (b) e a sobreposição da imagem colorida das CP's2 das bandas 4-5, 3-4 e 8-9 (c).



**Figura 28** - Imagem de isodeclividades da região do Platô da Ramada com os principais lineamentos superpostos.

A integração entre a imagem orbital e o MNT destaca o Platô da Ramada como uma feição geomorfológica realçada tanto topograficamente, quanto espectralmente. Constatou-se uma grande concentração de lineamentos formados por diques e *sills* de composição riolítica, ao norte do Grupo Maricá, sendo esta concentração bem maior do que aquela cartografada anteriormente. Na borda S-SW do Platô foi definido um corpo diorítico e lineamentos internos e externos ao Platô, relacionados principalmente a tectônica frágil da região (Fig. 29).

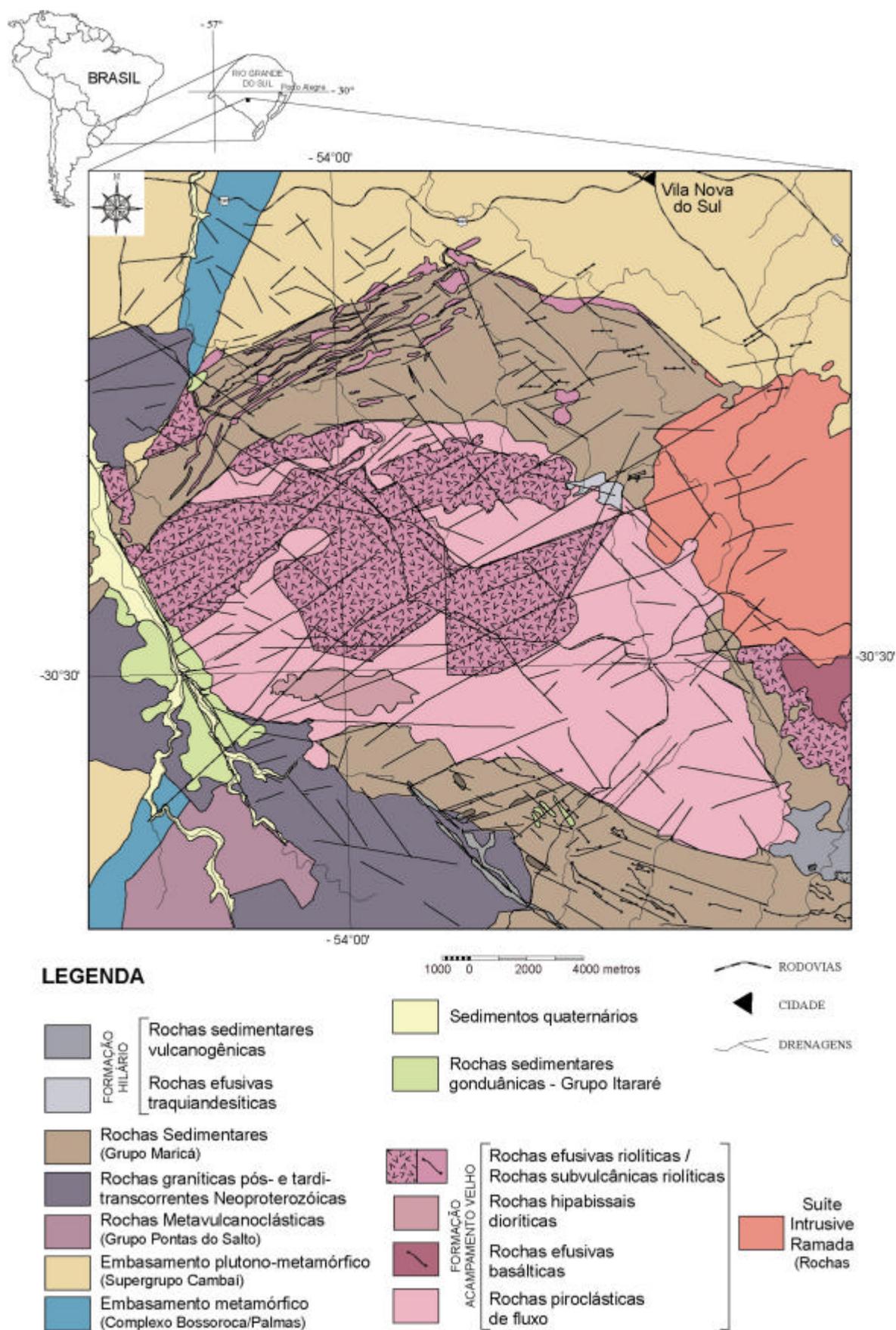


Figura 29 – Mapa geológico da região do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).

**4 - O USO DE IMAGENS DO SENSOR  
ASTER NO MAPEAMENTO DE UNIDADES VULCANO -  
SEDIMENTARES DO PLATÔ DA RAMADA,  
VILA NOVA DO SUL, RS**

**(Artigo submetido à Revista Pesquisas em Geociências)**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS  
Cx. Postal: 15001 - CEP:91509-900  
Porto Alegre - RS - Brasil

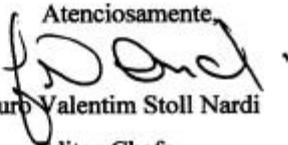
Porto Alegre, 21 de outubro de 2005.

Ilma. Sra.  
Geog. Jussara A P Sommer  
PPGEO  
Neste Instituto

Prezada Colega:

Em nome da Comissão Editorial da Revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS, confirmo o recebimento do manuscrito de Sommer. J.A.P., Lima, E.F., Saldanha, D.L., Sommer, C.A., Pierosan, R., intitulado "O uso de imagens do sensor ASTER no mapeamento de unidades vulcano-sedimentares do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS". Agradecemos o encaminhamento do mesmo à revista Pesquisas em Geociências. Manteremos contato tão logo sua avaliação pelo corpo consultivo seja realizada.

Atenciosamente,

  
Lauro Valentim Stoll Nardi  
Editor-Chefe.

## O USO DE IMAGENS DO SENSOR ASTER NO MAPEAMENTO DE UNIDADES VULCANO-SEDIMENTARES DO PLATÔ DA RAMADA, VILA NOVA DO SUL, RS

Jussara Alves Pinheiro Sommer<sup>1</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>2</sup>, Dejanira Luderitz Saldanha<sup>2</sup>, Carlos Augusto Sommer<sup>2</sup>, Ronaldo Pierosan<sup>1</sup>

<sup>1</sup> – PPGGEO/IG/UFRGS – Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43136 – sala 107 – Agronomia – Porto Alegre, RS; CEP 91509-900; e-mail: japsommer@sinos.net

<sup>2</sup> – IG/UFRGS - Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43136 – sala 107 – Agronomia – Porto Alegre, RS; CEP 91509-900

### ABSTRACT

The remote sensing products which are generated by orbitals sensors of middle spatial and spectral resolution and the development of new technique of digital image processing has been a auxiliary tool in the basic geological surveys. In this work was utilized images obtained from the ASTER sensor (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) to identify the lithologies in the Ramada Plateau area, situated closed to Vila Nova do Sul town, in the southernmost Brazil, giving emphasis to the volcanic sequence of the plateau and the encase sedimentary rocks unit. The volcanic unit represent a important part of the Neoproterozoic alkaline magmatism in the Sul-rio-grandense Shield and is interpreted as one of the volcanic cycles of the post-collisional period of Brasiliano Cycle in the southern Brazil. The selective principal component analysis technique was used in the digital image processing, because it provided the best results enhancing the existent spectral differences of the studied lithologies. In this processing were utilized only two spectral bands to reduce the data dimensionality, permitting a better interpretation of them. The first generated image (PC1) concentrate the common information of the two bands (albedo and topographic shading), while PC2 image present the differential information of the scene, representing the spectral contrast of the two original bands. From this technique was generated a color composite image from the PC's2 images of the pair of bands 4-5 (R), 3-4 (G) and 8-9 (B). This image has shown the spectral differences between volcanic rocks of the Ramada Plateau and the sedimentary rocks of the Maricá Group and its individualization in two sub-units, mainly considering the concentration of rhyolitic dykes and *sills* in the north of the area. In this study was identify too in the southwestern portion of the Ramada Plateau, a dioritic intrusive body.

**Keywords:** remote sensing, geological mapping, volcanic rocks, principal components

## 4.1 - INTRODUÇÃO

O desenvolvimento, nas últimas décadas, de novos sistemas sensores e de programas de processamento de imagens digitais e de georreferenciamento permitiu uma melhor manipulação e análise de informações integradas, obtidas nas diferentes áreas das geociências, estabelecendo desta forma um avanço na pesquisa geológica básica, especialmente nas ciências de mapeamento.

O aumento da eficácia do processamento, da precisão, da melhoria das características operacionais e da uniformidade na qualidade da saída dos dados integrados por meio dos sistemas de informação são algumas das vantagens decorrentes da utilização de dados digitais, justificando a crescente adoção destas técnicas em mapeamentos.

Os estudos que utilizam sensoriamento remoto são fundamentados na interação da radiação eletromagnética (REM) com os objetos da superfície terrestre sendo essencial o conhecimento das propriedades espectrais dos materiais superficiais como os minerais constituintes das diferentes rochas e dos solos subjacentes. Estes dados são importantes na análise e interpretação das imagens orbitais, na medida em que a área, que corresponde ao elemento da imagem (*pixel*), é composta de diferentes objetos que interagem distintamente à REM. A integração ponderada dos diferentes níveis de reflectância que ocorre na área do *pixel* gera um sinal que é registrado como um nível de brilho que se constitui no vetor da informação a ser interpretada.

Pesquisas visando o conhecimento das características espectrais diagnósticas dos diferentes tipos de minerais e rochas foram realizadas por Hunt e colaboradores na década de 70 (Hunt *et al.*, 1974; Hunt, 1977; Hunt, 1979; Hunt & Ashley, 1979) e no Brasil investigações desta natureza foram realizadas por Galvão & Vitorello (1994), Galvão *et al.* (1995), Vitorello & Galvão (1996).

A visualização das características espectrais diagnósticas das rochas e solos em imagens multiespectrais agregam, em ambientes tropicais e temperados úmidos, as características espectrais da cobertura vegetal existente. Este somatório de alvos com comportamentos espectrais diferentes determinam a utilização de técnicas de realce no processamento das imagens visando diminuir a influência da cobertura vegetal

(Fraser & Green, 1987) ou mesmo evidenciar as diferentes associações geobotânicas (Saldanha, 2003).

O realce das informações de interesse é possível a partir da manipulação das imagens digitais por meio da análise e processamento estatístico dos dados registrados pelos sensores. Na investigação geológica a variação mineralógica e textural dos diferentes tipos de alterações superficiais, a presença de solos com diversos teores de matéria orgânica e umidade, as diferentes densidades da cobertura vegetal e as variações na topografia são fatores que aumentam a complexidade da análise de imagens de sensoriamento remoto. Estas dificuldades são, em parte, minimizadas por técnicas de processamento de imagens multiespectrais que visam, por exemplo, realçar/separar componentes superficiais aumentando a possibilidade de individualizar áreas onde os solos são ricos em oxidados de ferro (Fraser, 1991). Estes procedimentos permitem também separar setores enriquecidos em material argiloso de outros que concentram material orgânico.

As técnicas de sensoriamento remoto aplicadas ao mapeamento geológico, de solos e de recursos hídricos estão bastante difundidas (Paradella *et al.*, 1998; Mehl & Reimer, 1994; Lamb & Pendock, 1989) e são utilizadas no mapeamento mais detalhado (Abrams *et al.*, 1983; Davis *et al.*, 1987; Hoff, 1996; Saldanha, 2003).

Os estudos geológicos atuais buscam a integração de dados provenientes de diferentes técnicas associando a geoquímica, a geofísica, a cartografia digital e o sensoriamento remoto, possibilitando a geração de imagens e mapas temáticos para definir domínios geomorfológicos, unidades lito-estruturais e padrões de distribuição de elementos radiogênicos em superfície (Guimarães Filho, 1994; Paradella *et al.* 1996, 1998; Hoff., 2002; Fillipini *et al.*, 2001; Klein, 1998).

O satélite TERRA proporcionou um avanço nos sistemas sensores orbitais, possuindo a bordo 5 sensores, entre os quais o ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) que subdivide-se em 3 subsistemas: (i) VNIR, com 3 bandas espectrais, 2 na região espectral do visível e 1 no infravermelho próximo, com resolução espacial de 15m, além de uma banda com capacidade estereoscópica; (ii) SWIR, com 6 bandas no infravermelho médio e resolução espacial de 30m; (iii) TIR, com 5 bandas no infravermelho termal (TIR) e resolução espacial de 90m. Os dados do sensor ASTER registram a REM em ampla faixa do espectro

refletido ( $\lambda$  de 0,52  $\mu\text{m}$  até 2,430  $\mu\text{m}$ ) e termal ( $\lambda$  de 8,125  $\mu\text{m}$  até 11,65  $\mu\text{m}$ ). Estas propriedades contribuem para a geração de produtos com boa resolução espacial e para a diferenciação de uma grande variedade de materiais superficiais, sendo, portanto, adequado para estudos geológicos (mapeamentos, identificação de depósitos minerais, monitoramento de vulcões), de solos, de vegetação, de ecossistemas dinâmicos, etc. (Azcurra *et al.*, 2003; Adleman *et al.*, 2004; Stevens *et al.*, 2004; Castro Godoy *et al.*, 2003).

Neste estudo utilizou-se imagens obtidas pelo sensor ASTER para a identificação das litologias da área do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul (RS), com especial atenção às unidades vulcânicas do platô e sedimentares subjacentes. As imagens digitais geradas pela aplicação de processamentos foram integradas aos dados geológicos obtidos e pré-existentes (mapeamentos, litoquímica e estudos petrográficos). A escolha da área justifica-se pela ampla exposição de rochas vulcânicas alcalinas predominantemente ácidas (Sommer, 2003; Sommer *et al.*, 2003; Sommer *et al.*, 2005 a) estratigraficamente referidas como Formação Acampamento Velho (Paim *et al.*, 2000). Esta unidade representa uma fração significativa do magmatismo alcalino neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense, e marca um dos ciclos vulcânicos do período pós-colisional do Ciclo Brasileiro (Sommer *et al.* 2005 a, 2005 b).

## **4.2 - ÁREA DE ESTUDO**

### **4.2.1 - Localização e vias de acesso**

O Platô da Ramada localiza-se aproximadamente a 20 km ao sul da sede do município de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 30). A área do Platô é abrangida pelas cartas topográficas do SGE, escala de 1:50.000, denominadas Passo do Salsinho, Serra Santa Bárbara, Vila Nova, Arroio América, Rufino Farias e Lagoa da Meia Lua, sendo limitada aproximadamente pelos meridianos 53°45'W e 54°05'W e paralelos 30°25'S e 30°33'S.

O principal acesso a região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR-290 até o município de Vila Nova do Sul. A partir deste ponto, segue-se por estrada secundária, em direção ao sul por cerca de 20 km, onde afloram as principais unidades do Platô da Ramada.

#### 4.2.2 - Aspectos geomorfológicos e da cobertura vegetal

O Platô da Ramada constitui uma feição geomorfológica de destaque na região, tendo cerca de 200 km<sup>2</sup>, aproximadamente 24km (E-W) e 12km (N-S) e altitude máxima de 400m. As diferenças de nível variam de 80 a 120 metros, em relação a área circundante. Nas porções sul e sudoeste apresenta-se fortemente escarpado, ao passo que nas demais áreas observa-se uma suavização dos bordos. O relevo do platô mostra-se relativamente plano, com pequenas ondulações, truncadas por vales que representam a maioria das nascentes de rios da região.

A cobertura vegetal é rasteira (gramíneas com tufos) por vezes apresentando um segundo estrato composto por vassourais com alturas aproximadas de 1m, densidade variável conforme os diferentes níveis de alteração intempérica do substrato rochoso. É comum também, a presença de cultivos de milho e soja. A vegetação arbórea mais densa normalmente está associada às drenagens caracterizando uma mata galeria em encostas de maior declividade.

#### 4.2.3 - Geologia Regional e do Platô da Ramada

A unidade geológica de embasamento mais antiga da região do Platô da Ramada é representada pelo Complexo Bossoroca/Palmas (Fig. 30) pertencente ao Supercomplexo Vacacaí de Chemale Jr. (2000). É constituído por vários complexos de rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorfisadas em fácies xisto-verde a anfíbolito inferior, com idades em torno de 753 Ma. O Supergrupo Cambai, com idade de  $704 \pm 13$  Ma (Babinski *et al.*, 1996), é constituído por uma seqüência ortometamórfica (gnaisses tonalíticos, metatonalitos, metadioritos e metatrandjemitos foliados) e por uma seqüência parametamórfica (constituída por gnaisses, quartzitos e mármore). A Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua, subunidade mais jovem do Supergrupo Cambai UFRGS (1996, 1997), agrupa tonalitos, granodioritos e trandjemitos, por vezes deformados.

O Grupo Pontas do Salso (Fig. 30) (UFRGS, 1996) reúne metavulcanoclásticas (Formação Monumento) e metandesitos (Formação Arroio da Palma). A unidade de Granitos sin-transcorrentes (Fig. 30) refere-se a corpos graníticos com diferentes graus de deformação, como os granitos Lageado, Camaquã-Pelado,

Panorama e Santa Zélia. Estes possuem composições predominantemente monzograníticas a sienograníticas e texturalmente variam de equigranulares médio à grosso até termos porfíricos. Os Granitos Pós-transcorrentes (Fig. 30) caracterizam-se pela baixa taxa de deformação (UFRGS, 1996) observada nos granitos São Manuel e Santa Rita. São rochas de composição monzogranítica e textura variando de fanerítico fino a grosso.

O Grupo Maricá está representado por arenitos feldspáticos-quartzosos, arenitos conglomeráticos com matriz quartzo-feldspática, siltitos e ritmitos arenopelíticos. Dados geocronológicos compilados de diversos autores e discutidos por Paim *et al.* (2000) sugerem uma idade em torno de 620 Ma e 592 Ma para a formação deste grupo. Os termos areníticos afloram como lajeados em encostas e ao longo das drenagens e apresentam elevado grau de coesão, ao passo que os termos mais finos (ritmitos e siltitos) ocorrem em lajeados de relevo plano, na beira de drenagens e em ravinas na porção centro sul da área (Fig. 30).

O Grupo Bom Jardim é representado por depósitos vulcânicos da Formação Hilário (590 Ma) localizados na base do Platô da Ramada e com maior expressão nas porções leste e sudeste do Platô (Fig. 30). Esta formação representa o primeiro ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã onde termos efusivos são caracterizados por traquiandesitos basálticos a traquiandesitos ricos fenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, e piroxênio (augita) que marcam as texturas porfírica a glomeroporfírica. A fração vulcanoclástica da Formação Hilário ocorre sobreposta à fácies efusiva, sendo constituída por conglomerados vulcanogênicos, com fragmentos subarredondados a subangulosos de rochas andesíticas, envoltos por uma matriz arenosa.

Uma outra unidade vulcânica mais jovem referida como Formação Acampamento Velho (~ 550 Ma) constitui o Platô da Ramada (Fig. 30). Este caracteriza-se predominantemente por depósitos de fluxo piroclástico, lavas e corpos hipabissais de composição ácida, seguidos de derrames e diques de composição básica.

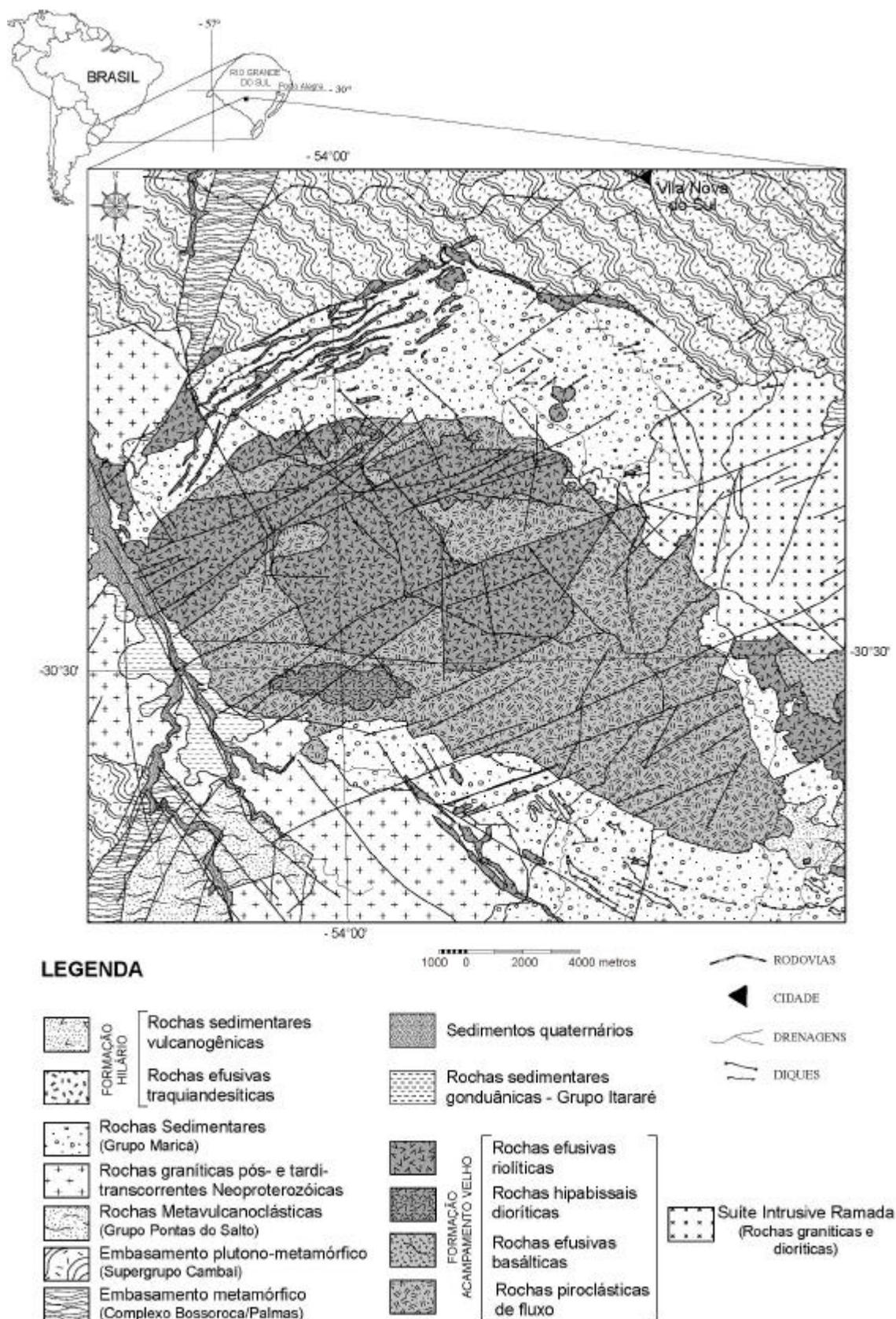


Figura 30 - Mapa geológico do Platô da Ramada (modificado de Sommer, 2003).

Dados de Sommer *et al.* (2003) permitiram organizar a seguinte estratigrafia da base para o topo (1) seqüência explosiva: depósitos de fluxo piroclástico, dispostos em camadas sub-horizontais, representados por brechas co-ignimbríticas, ignimbritos tipo lenticulito e ignimbritos ricos em cristais. Diques básicos de 1-3 m de espessura ocorrem cortando esta seqüência piroclástica, principalmente na porção sul do Platô, (2) seqüência efusiva: fluxo de lavas riolíticas originados a partir de zonas de fraturas, apresentando desde termos coerentes, com diversos padrões texturais, maciços, foliados até autoclásticos. Nas porções de topo desta seqüência ocorre de maneira restrita, na porção NE do Platô, depósitos de lavas básicas.

Os depósitos de fluxo piroclástico são caracterizados em suas porções basais e proximais por brechas co-ignimbríticas que gradam lateralmente para ignimbritos lapilíticos ricos em litoclastos, púmices e cristaloclastos. Os ignimbritos são caracterizados pela presença de púmices, cristaloclastos de K-feldspatos e quartzo e pequena quantidade de litoclastos, envoltos por uma abundante matriz tufácea de composição vítrea. Destaca-se a presença da textura eutaxítica, principalmente nas fácies com maior grau de soldagem, o que dá na maioria dos ignimbritos um aspecto lenticular.

Os depósitos de lavas ácidas são representados, predominantemente, por riolitos relacionados a zonas de fraturas, onde exibem normalmente um padrão de foliação subvertical que grada lateralmente para autobrechas, lavas com foliação de fluxo subhorizontais e termos maciços. Em geral as rochas ácidas são caracterizadas por fenocristais de K-feldspatos, quartzo e subordinadamente plagioclásios, envoltos por uma matriz com micrólitos de quartzo e K-feldspatos. Restos de piroxênios e anfibólios sódico-cálcicos também são identificados em algumas destas rochas. As rochas ácidas ocorrem também como diques e *sills* que cortam principalmente, as rochas do embasamento ao norte e ao sul do Platô da Ramada (Fig. 30). Estes corpos apresentam espessuras em torno de 1-5 m, com orientação segundo NW-SE e NE-SW, sendo comum também corpos com dimensões variáveis e morfologia semelhantes a criptodomas, como o estudado na região do Santuário por Matos *et al.* (2002). Segundo este autor os termos subvulcânicos riolíticos apresentam, por vezes, dobras de fluxo magmático e foliação magmática representada por finas bandas com espessuras de 2mm

até 5mm. Estas alternam porções afanítica e fanerítica fina, envolvendo fenocristais de K-feldspato, quartzo e anfibólios aciculares tardios.

As rochas básicas ocorrem como lavas e diques, apresentando composição mineralógica similar, porém com algumas diferenças texturais. Os corpos hipabissais apresentam uma textura fanerítica fina e são constituídos por plagioclásios, clinopiroxênio (augita), ilmenita e restos de olivina. As lavas são porfiríticas a glomeroporfiríticas, com abundância em fenocristais de plagioclásio e subordinadamente clinopiroxênios, envoltos por uma matriz constituída por micrólitos e cristálitos de plagioclásio e piroxênio.

A Suíte Intrusiva Ramada (Fig. 30) é constituída principalmente por rochas sienograníticas, e subordinadamente por termos monzograníticos, monzodioríticos e dioríticos que segundo UFRGS (1997) abrange o Granito Ramada, Granito Cerro da Cria e o Granito São Sepé. O Granito Ramada é caracterizado por sieno a monzogranitos (Naime & Nardi, 1991), com anfibólios cálcicos e biotita, além da ocorrência restrita de dioritos. As rochas graníticas são caracterizadas pela estrutura maciça e textura inequigranular fina a média, sendo comum a presença de margens resfriadas, caracterizadas por termos porfiríticos com matriz fina a afanítica. A fácies diorítica ocorre predominantemente na borda norte do corpo e é representada principalmente por quartzo-monzodioritos a dioritos, com máficos do tipo hornblenda e augita, com textura equigranular média a fina.

As unidades de cobertura na região do Platô da Ramada são representadas por rochas sedimentares gondwânicas, vinculadas principalmente aos Grupos Itararé e Guatá (Fig. 30). A primeira ocorre principalmente na porção sul da área, é caracterizada por siltitos e argilitos de coloração branca a bege com laminação plano-paralela contínua e regular, gerando ritmitos. Subordinadamente ocorrem conglomerados mal selecionados, suportados pela matriz e com estrutura maciça. O Grupo Guatá ocorre no extremo norte da área e é representado por rochas da Formação Rio Bonito. É caracterizada por uma seqüência de arenitos finos a médios, com lentes conglomeráticas, mal selecionados, com estrutura cruzada acanalada de pequeno porte. Paralelamente ocorrem siltitos finos laminados, com estratificação plano-paralela milimétrica a centimétrica, com níveis mais escuros carbonosos.

### 4.3 - MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho é a integração de análise de imagens multiespectrais orbitais com dados geológicos básicos reunidos por Sommer (2003). Foi utilizado como base geológica um mapa, escala 1:50.000, considerado como a representação cartográfica da verdade terrestre, cuja distribuição espacial das associações de rochas e principais estruturas tectônicas foi compilada dos trabalhos realizados por UFRGS (1996, 1997 e 2001) e Sommer (2003).

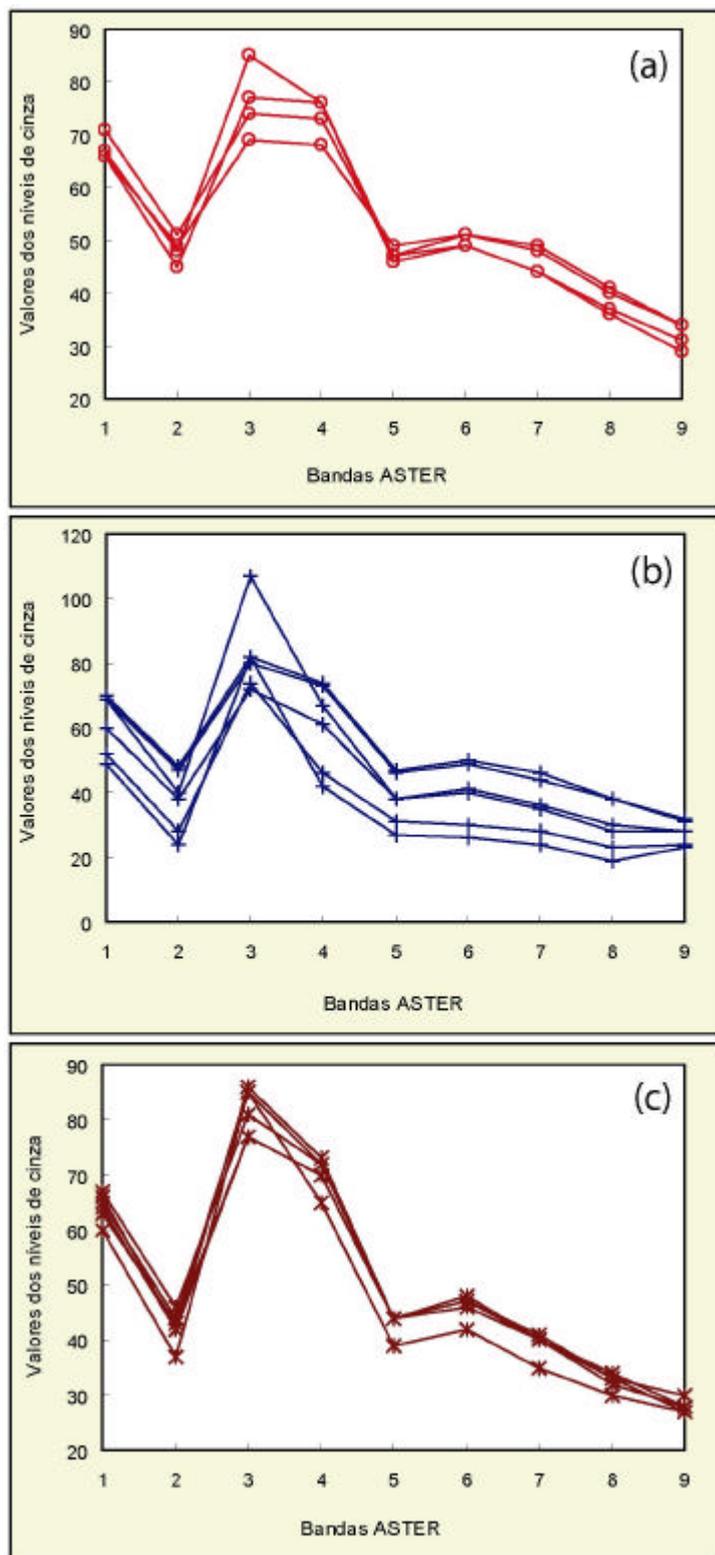
As atividades iniciais envolveram a escolha das imagens multiespectrais orbitais tendo em vista as diferentes características dos sensores disponíveis. Foram avaliadas as imagens do sensor TM (sistema LANDSAT 5), do sensor CCD (sistema CBERS 2) e do sensor ASTER (sistema TERRA). A opção pelo ASTER fundamenta-se na análise das resoluções espacial (*pixel*) e espectral (bandas espectrais), que ofereceram condições mais promissoras para a diferenciação das diversas unidades geológicas que ocorrem na área de estudo.

O processamento da imagem digital foi realizado no programa ENVI 4.0, redimensionando-se as 3 bandas VNIR/ASTER de resolução espacial de 15 m para 30m, para permitir a análise conjunta das 9 bandas do espectro reflectivo. Foram executados e avaliados diversos processamentos de realce, tais como o aumento de contraste espectral por meio de diferentes funções de transferência, composições coloridas, operações aritméticas, tendo-se obtido como melhor resultado a aplicação da técnica Transformada de Karhunen-Loeve, também chamada Análise por Componentes Principais (ACP). Esse cálculo consiste em uma transformação matemática, envolvendo combinações lineares das imagens originais, obtendo-se novas imagens que não possuem correlação entre si (CP's) . O conjunto de imagens geradas será igual ao número de bandas espectrais utilizadas na transformação. Neste processamento, as imagens CP's podem ser representadas matematicamente por autovalores que representam o comprimento dos eixos das CP's, ou seja, a sua variância e os autovetores que representam e definem as direções dos eixos das CP's e a contribuição de cada banda original para cada imagem CP (Crosta, 1992).

A análise por componentes principais seletiva de Chavez & Kwarteng (1989) e a técnica *pairwise principal components*, de Lamb & Pendock (1989) utilizam somente 2 bandas espectrais altamente correlacionadas ou não. Optou-se pela aplicação

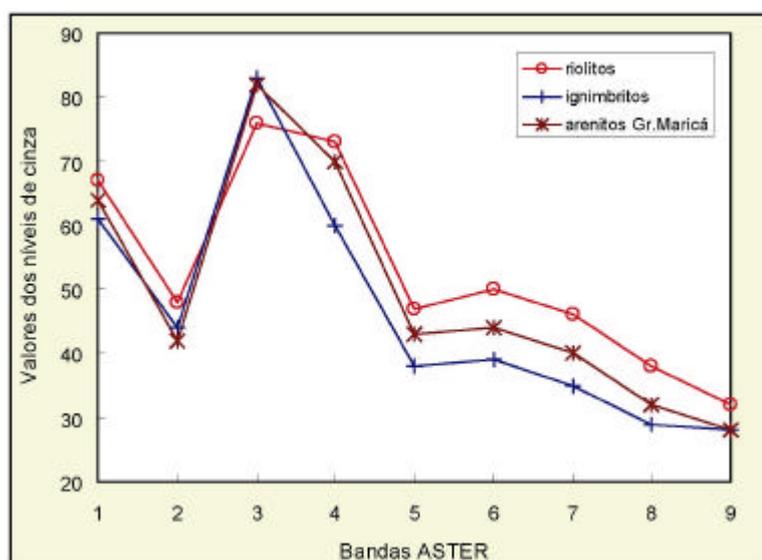
deste método nas imagens selecionadas fazendo-se necessária a escolha de alvos representativos das diferenças litológicas. Esses pontos foram posicionados na imagem e seus valores radiométricos registrados em todas as bandas espectrais consideradas. Gerou-se um gráfico a partir dos valores dos DN's (*Digital Numbers*) dos três grupos de amostras – riolitos, ignimbritos e arenitos do Grupo Maricá – sendo a análise das curvas espectrais centrada na variação dos ângulos de declividade das retas entre os grupos de amostras. As diferenças entre as declividades indicam quais bandas a serem selecionadas para a geração das principais componentes. O gráfico demonstra uma acentuada variação nos ângulos das retas de valores de DN's dos riolitos nas bandas 1 e 2, bandas 2 e 3 e bandas 4 e 5 (Fig. 31 a). Nas amostras de ignimbritos ocorre uma maior diferença entre os ângulos das retas entre as bandas 2 e 3, 3 e 4, 4 e 5 e uma variação entre as bandas 8 e 9 (Fig. 31 b). Nas amostras do Grupo Maricá as maiores variações nos ângulos ocorrem entre as bandas 1 e 2, 2 e 3, 4 e 5 (Fig. 31 c). Com a finalidade de destacar essas diferenças fez-se uma média entre os grupos de amostras reduzindo o número de dados (Fig. 32). Observou-se que as diferenças dos ângulos de inclinação das retas dos DN's que caracterizam os riolitos e os ignimbritos ocorrem nas bandas 3 e 4. Nas bandas 4 e 5, a diferença espectral entre os ignimbritos e os arenitos do Grupo Maricá é mais acentuada enquanto nas bandas 8 e 9 ocorre uma pequena variação entre as declividades das retas que representam as amostras dos três grupos. A partir desta análise selecionou-se os pares de bandas espectrais capazes de discriminar essas litologias.

Na geração das Componentes Principais Seletivas (CP's), selecionou-se os pares das bandas 3-4 ( $\lambda = 0,78\mu\text{m} - 0,86\mu\text{m}$  e  $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ), 4-5 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$  e  $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ) e 8-9 ( $\lambda = 2,295\mu\text{m} - 2,365\mu\text{m}$  e  $\lambda = 2,360\mu\text{m} - 2,430\mu\text{m}$ ). Utilizou-se apenas as imagens CP's 2, que representam o contraste espectral entre as 2 bandas envolvidas, tendo em vista que a CP1 concentra a informação comum às duas bandas. A tabela 7 mostra os autovetores e autovalores das bandas relativo a cada CP. Para uma melhor compreensão dos mesmos, seus valores foram transformados em porcentagens. Na imagem CP2 das bandas 4-5 ocorre uma contribuição positiva da banda 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ) e negativa da banda 5 ( $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ) que corresponde ao realce de áreas de maior exposição de argilo-



**Figura 31** - Gráfico com os valores dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos (a), ignimbritos (b) e rochas sedimentares do Grupo Maricá (c).

minerais (elevada reflectância em  $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$  e banda de absorção em  $\lambda = 2,145\mu\text{m} - 2,185\mu\text{m}$ ). Já a CP2 das bandas 3-4, representa o contraste entre o infra vermelho próximo (banda 3) e o infra vermelho de ondas curtas (banda 4) indicando o realce da vegetação que está representada pelos *pixels* claros. Na imagem CP2 do par das bandas 8-9 a contribuição positiva da banda 9 e negativa da banda 8 realçam a vegetação arbórea em níveis de cinza claro, bem como as áreas com cobertura de gramíneas mais densa, indicando variações dos níveis de alteração do substrato rochoso. Áreas mais escuras indicam menor densidade de vegetação e conseqüente nível rochoso mais superficial.



**Figura32** - Gráfico com os valores médios dos níveis de cinza obtidos da imagem ASTER para alvos relacionados aos riolitos, ignimbritos e rochas sedimentares do Grupo Maricá.

A partir das imagens componentes principais das CP's 2 gerou-se a composição colorida 4-5 (*Red*), 3-4 (*Green*) e 8-9 (*Blue*). Através da manipulação dos histogramas, utilizando-se a função de transferência Gaussiana nas três imagens, obteve-se o contraste espectral. Este processamento determina, segundo Crosta (1999), um melhor balanceamento de cores nas composições coloridas RGB.

**Tabela 7** - Valores dos autovetores e autovalores dos pares das bandas 4-5, 3-4 e 8-9.

<b>Bandas</b>	<b>CP1</b>		<b>CP2</b>	
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	1128,569353		3,982337	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>4</b>	-0,848785	- 61,62	0,528739	38,38
<b>5</b>	-0,528739	- 38,38	-0,848785	- 61,62
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	1944,521447		103,29007	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>3</b>	-0,783523	- 55,77	0,621362	44,23
<b>4</b>	-0,621362	- 44,23	-0,783523	- 55,77
	<i>autovalor</i>		<i>autovalor</i>	
	329,756824		2,764627	
	<i>autovetor</i>	%	<i>autovetor</i>	%
<b>8</b>	0,762705	54,11	-0,646747	- 45,89
<b>9</b>	0,646747	45,89	0,762705	54,11

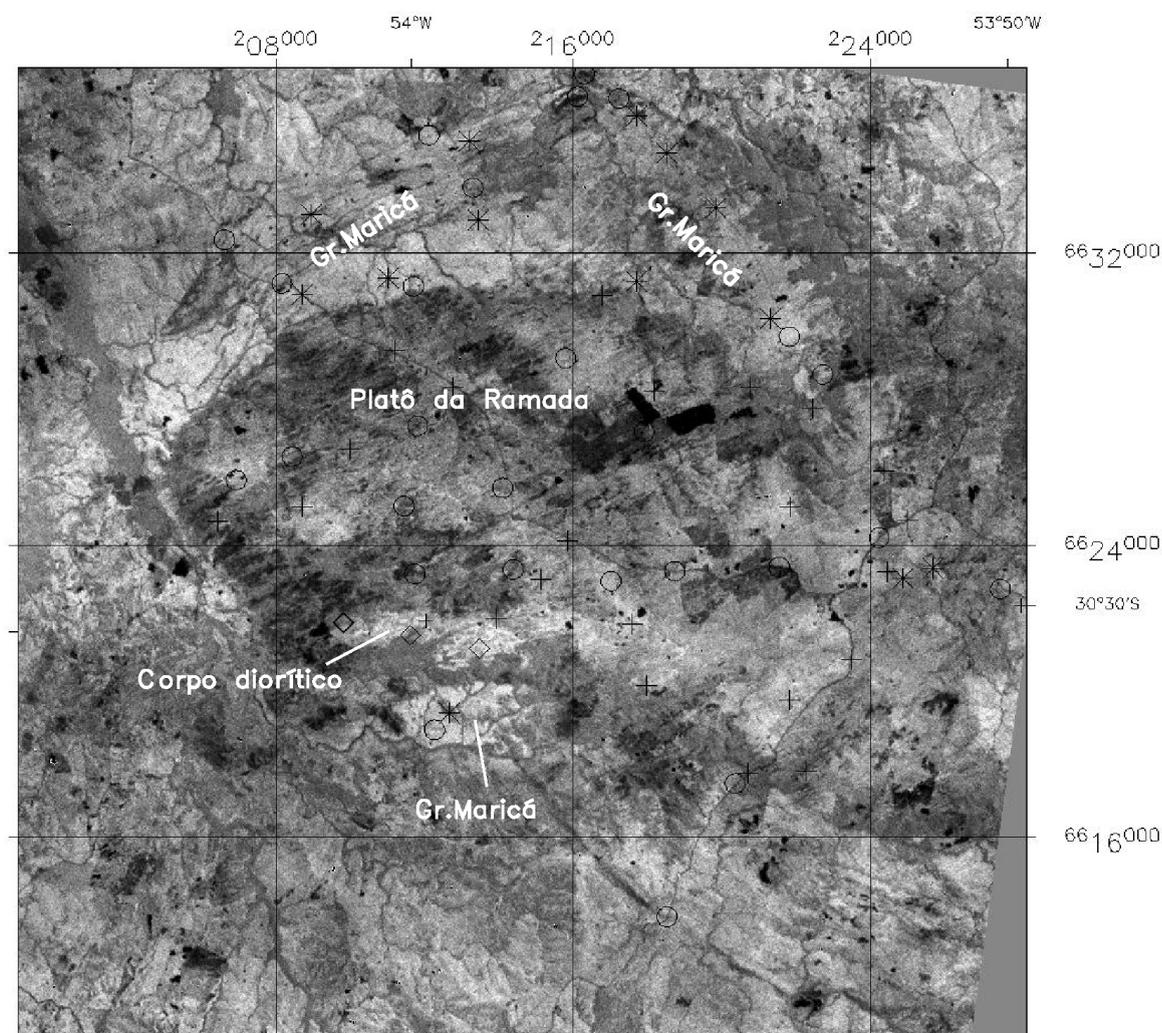
## 4.4 - INTERPRETAÇÃO DAS IMAGENS E RESULTADOS OBTIDOS

### 4.4.1 - Imagens acromáticas

Na imagem acromática CP2 das bandas 4 ( $\lambda = 1,60 \mu\text{m} - 1,70 \mu\text{m}$ ) e 5 ( $\lambda = 2,145 \mu\text{m} - 2,185 \mu\text{m}$ ) os *pixels* em tons de cinza-médio representam a vegetação. Pequenas “manchas” de *pixels* negros, com DN’s muito baixos, concentrados nas porções sudoeste, nordeste e noroeste do Platô da Ramada, representam solos expostos ou áreas sem cobertura vegetal significativa. Esta imagem revela um forte contraste entre as rochas vulcânicas do Platô da Ramada (cinza-escuro) com as unidades sedimentares do Grupo Maricá, ao norte e ao sul do platô, representadas por *pixels* cinza-claros (Fig. 33).

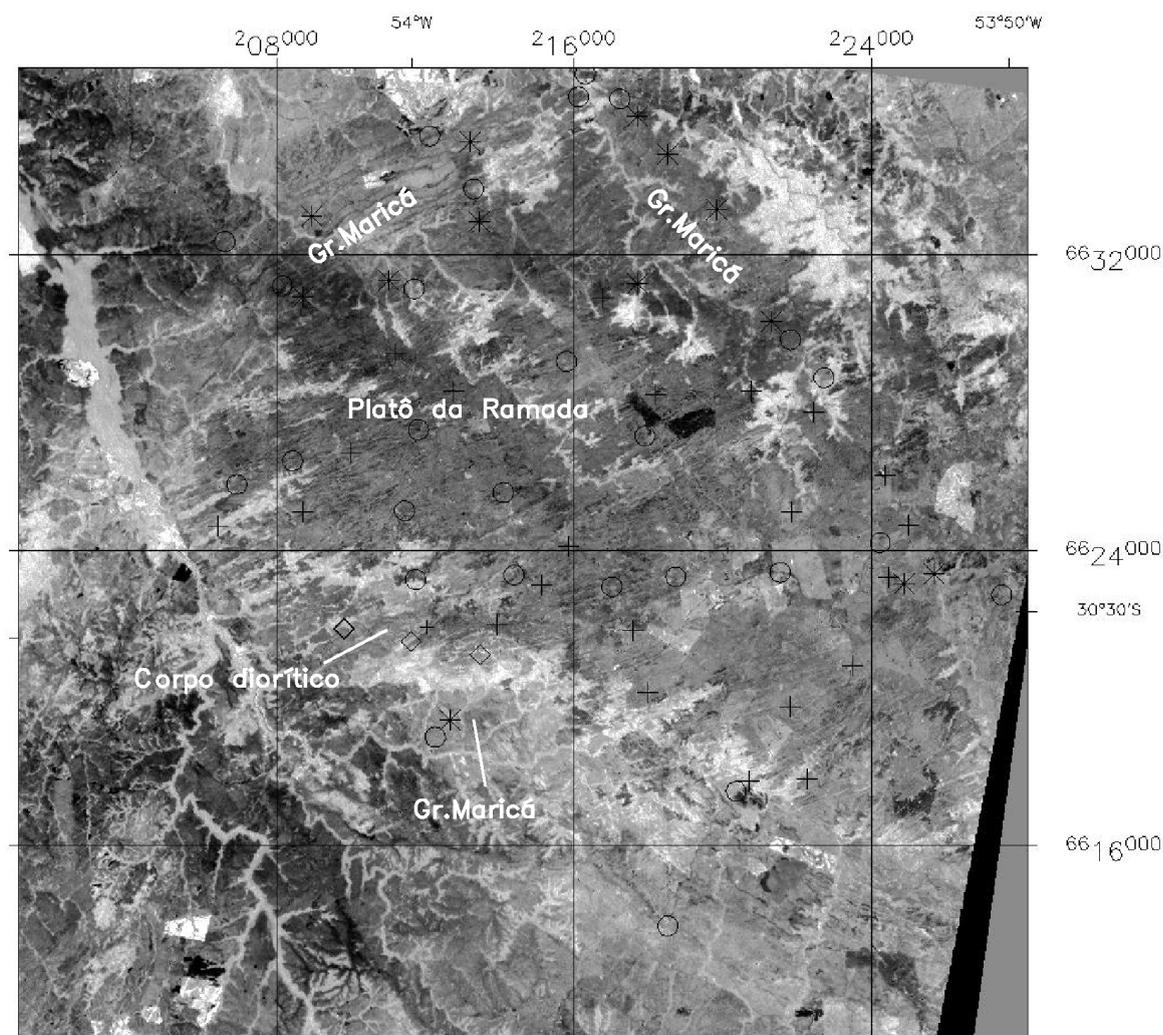
Ao norte do platô na porção N-NW do Grupo Maricá a presença de diques é destacada por tons de cinza mais escuro com uma orientação NE-SW. Este estado é confirmado por trabalhos de campo que identificaram um “enxame” de diques e *sills* de rocha riolítica, com dimensões métricas variáveis e distância entre os corpos de aproximadamente 200 à 250m. Nesta área a cobertura vegetal é mais rala e esparsa sobre o substrato rochoso, tornando-se arbustiva nas encostas mais acentuadas.

O elevado brilho da imagem identificado ao sul do platô deve-se a presença de um corpo diorítico que indica a presença de material argiloso proveniente da alteração intempérica.



**Figura 33** - Imagem acromática CP2, bandas 4-5, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Símbolos: cruz: ignimbritos; círculo: riolitos; asterisco: arenitos do Grupo Maricá; losango: rochas dioríticas.

Na imagem CP2 das bandas 3 ( $\lambda = 0,78\mu\text{m} - 0,86\mu\text{m}$ ) e 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ) a vegetação é representada por *pixels* claros (DN's com valores altos), indicando uma maior reflectância no infravermelho próximo (b3) e absorção pela água foliar no infravermelho de ondas curtas (b4) (Fig. 34).

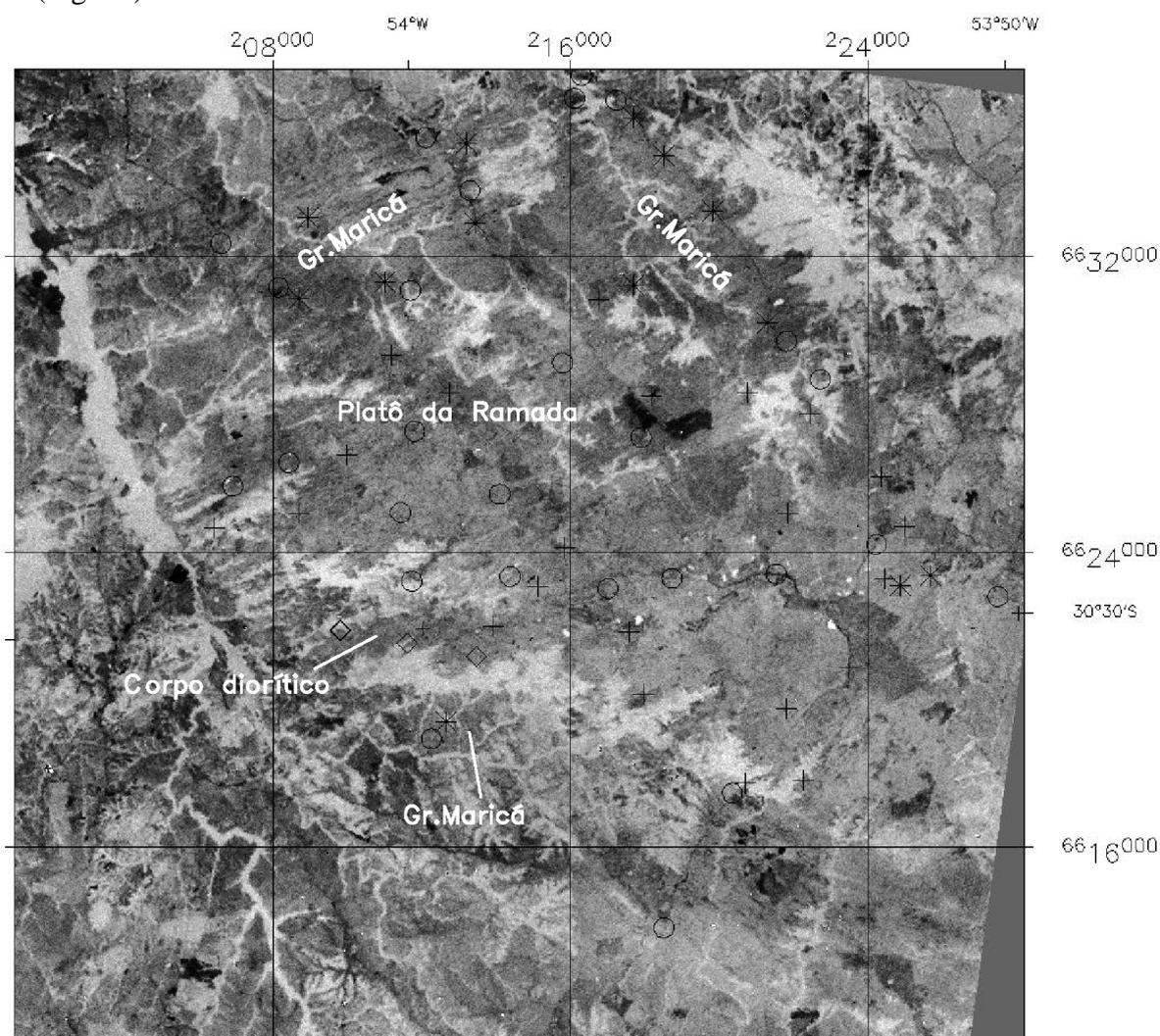


**Figura 34** - Imagem acromática CP2, bandas 34, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Símbolos: cruz: ignimbritos; círculo: riolitos; asterisco: arenitos do Grupo Maricá; losango: rochas dioríticas.

Nesta imagem os solos estão representados por *pixels* cinza médio predominantemente. À sudoeste do platô esta imagem expõe uma área com diferenciação textural gerada pela alternância de *pixels* claros e escuros, formando um padrão “xadrez”. Por meio de estudos de campo pôde-se associar este padrão à morfologia do terreno e à cobertura vegetal devido ao desgaste diferencial do substrato

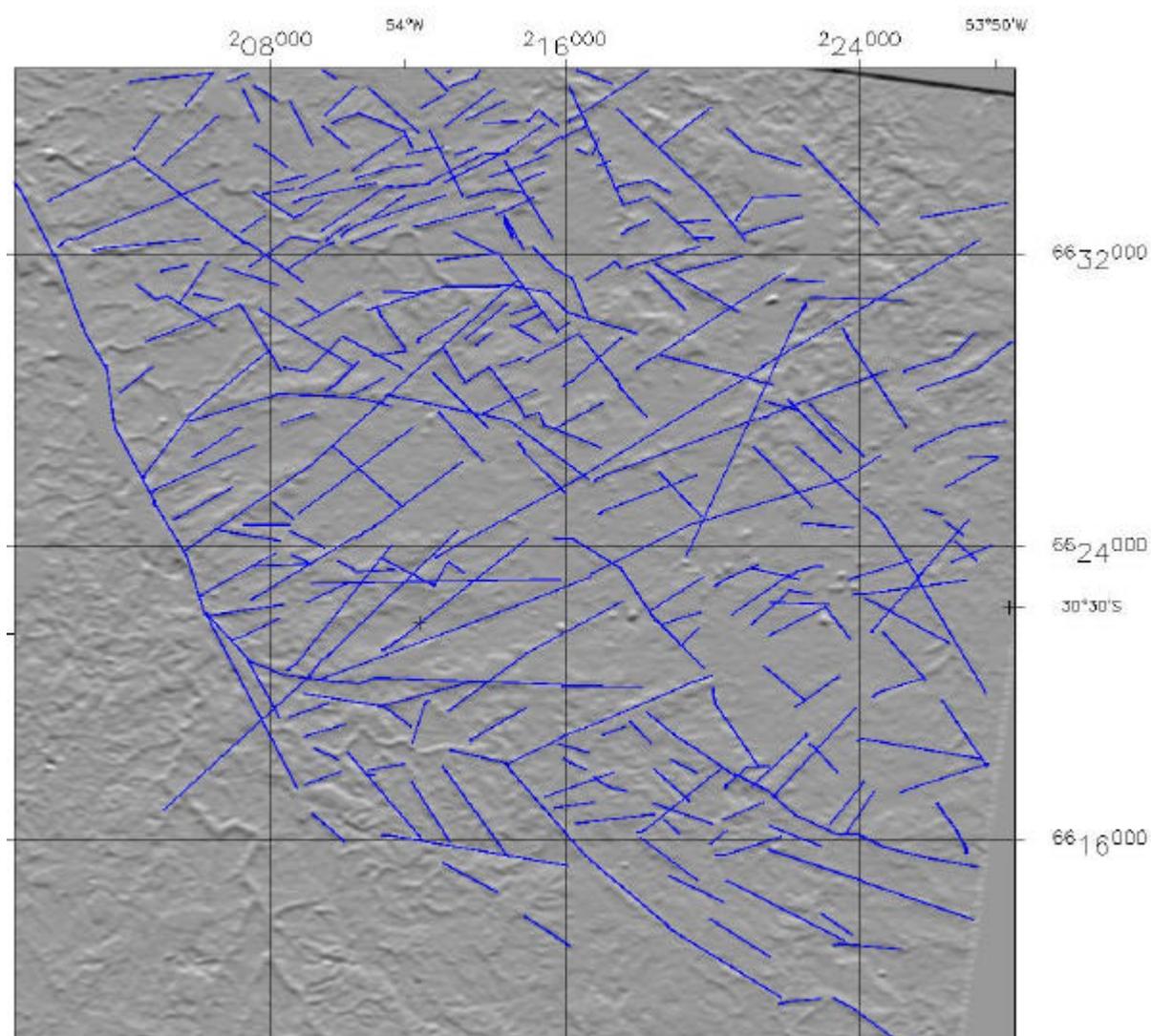
rochoso. Os *pixels* cinza-claros estão associados às áreas baixas com presença de vegetação rasteira densa (principalmente gramíneas), concentração de umidade e maior espessura de solo. As áreas mais elevadas, com cobertura vegetal rasteira esparsa e maior exposição do substrato rochoso, correspondem na imagem aos *pixels* cinza-escuros (Fig. 34).

Na imagem CP2 das bandas 8 ( $\lambda = 2,29 \mu\text{m} - 2,36\mu\text{m}$ ) e 9 ( $\lambda = 2,36 \mu\text{m} - 2,43 \mu\text{m}$ ) os *pixels* de cor cinza-claros, ou DN's elevados, representam a vegetação com alta reflectância da REM, delimitando basicamente os cursos d'água. Os solos expostos ou com um tapete ralo de gramíneas estão representados por *pixels* de cor cinza médios, não permitindo a diferenciação entre as respostas espectrais das diferentes litologias (Fig. 35).



**Figura 35** - Imagem acromática CP2, bandas 89, do Platô da Ramada com pontos de amostragem representativos de diferentes tipos de rochas. Símbolos: cruz: ignimbritos; círculo: riolitos; asterisco: arenitos do Grupo Maricá; losango: rochas dioríticas.

Na investigação dos padrões de lineamentos utilizou-se processamentos de filtragem por convolução, que tem como característica realçar bordas em direções pré-determinadas. O melhor resultado alcançado foi na banda 4 ( $\lambda = 1,60\mu\text{m} - 1,70\mu\text{m}$ ) infravermelho de ondas curtas, aplicando o filtro direcional (Araújo & Carvalho Jr., 1994; Hoff, 2002) visando destacar os lineamentos da área de estudo. A análise dessa imagem indica uma grande incidência de lineamentos nas direções NE-SW e NW-SE na área do Platô (Fig. 36).



**Figura 36** – Imagem da banda 4 ASTER submetida a filtragem direcional (Araújo e Carvalho Jr. 1994), evidenciando os principais lineamentos da região do platô da Ramada.

Estas estruturas têm uma origem predominantemente tectônica, correspondendo a falhas normais e direcionais como, por exemplo, os dois grandes

lineamentos de direção NE-SW que cortam o Platô e o Granito Ramada. Conforme dados de campo, as rochas submetidas a estes falhamentos possuem grande densidade de fraturas, cujas direções são coincidentes com as observadas nas imagens. Este processamento foi também eficaz para realçar lineamentos que correspondem a maioria dos diques e *sills* riolíticos que cortam a porção norte do Grupo Maricá (NE-SW) e o embasamento ao sul do Platô (NW-SE) (Fig. 36).

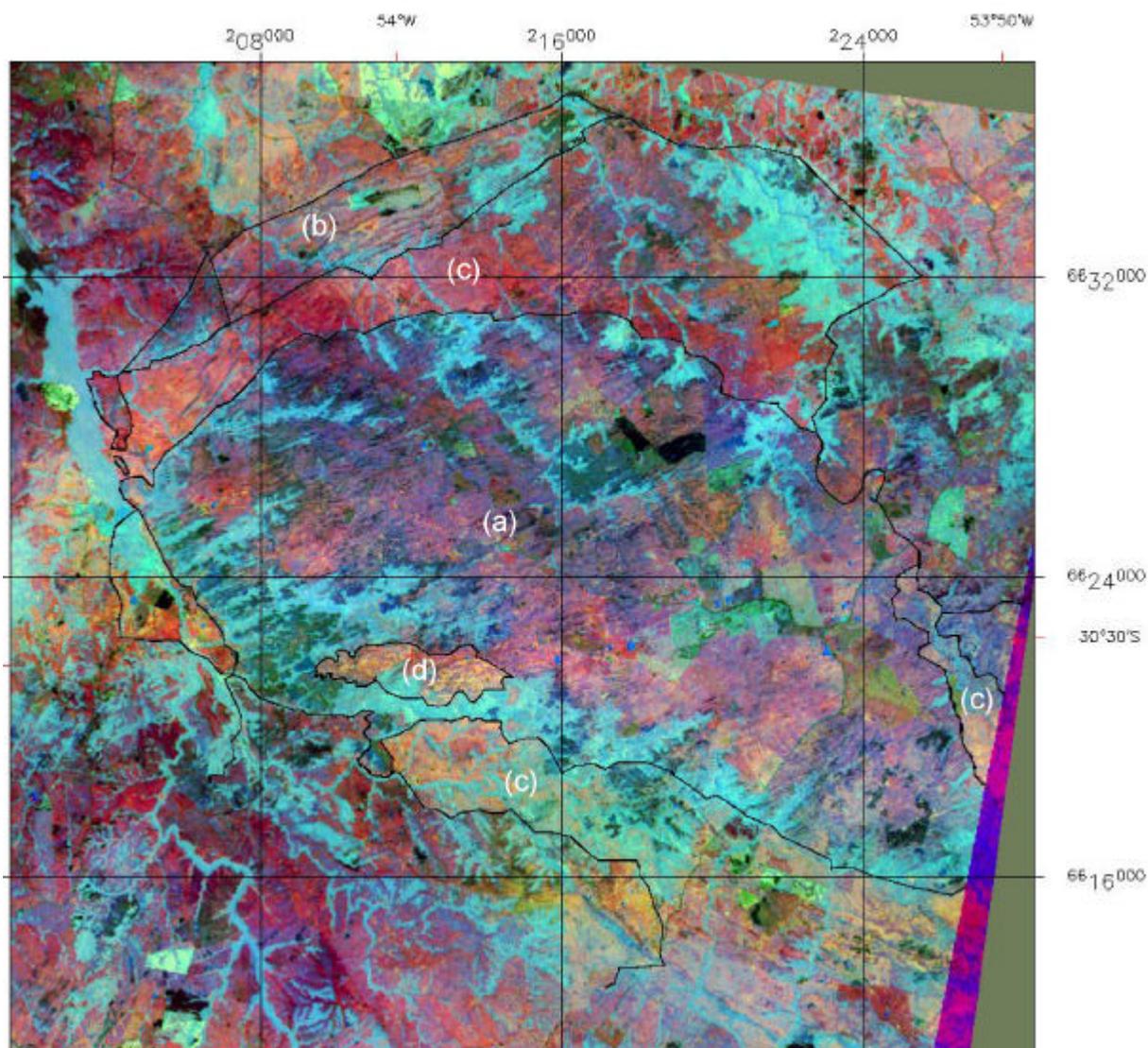
Outra constatação importante foi a identificação de lineamentos na área do Platô da Ramada, que em campo correspondem a corpos riolíticos com foliações subverticais e auto-brechações que podem corresponder a antigos condutos alimentadores da fração efusiva ácida. Esta hipótese é coerente e coincidente com as conclusões de Sommer *et al.* (2005 a), construídas a partir do estudo dos aspectos estruturais e texturais destas rochas.

#### **4.4.2 - Imagem composição colorida**

No presente trabalho foi gerada uma composição colorida, a partir do triplete das imagens CP's 2 dos pares de bandas 4-5; 3-4 e 8-9 associadas as cores vermelho (R), verde (G) e azul (B), respectivamente (Fig. 37). A vantagem do uso desta técnica fundamenta-se na maior capacidade humana de diferenciar cores do que níveis de cinza (Crósta, 1992).

A composição colorida permitiu a diferenciação espectral na área de ocorrência do Grupo Maricá, com a individualização de dois domínios realçados pelas cores salmão e vermelho, os quais não foram evidenciados nas imagens acromáticas. O domínio de cor vermelha, observado na porção próxima ao limite norte do Platô da Ramada, realça as rochas sedimentares areno-pelíticas deste grupo e esse contraste está associado a presença de argilominerais nos arcóseos. A cor salmão caracteriza o domínio mais ao norte, onde associam-se, às unidades areno-pelíticas, uma grande quantidade de corpos intrusivos de pequenas dimensões (diques e *sills* riolíticos) orientados principalmente segundo SW-NE. A cor salmão observada nesta imagem representa, portanto, a mistura de informação espectral dos dois tipos de rochas. Outros fatores, como transformações texturais (diminuição do tamanho de grão) e químicas (percolação de fluídos quentes enriquecidos em sílica) das unidades sedimentares

afetadas pelas intrusões riolíticas, podem também explicar ou contribuir nesta diferença de cores observadas no Grupo Maricá (Fig. 37).



**Figura 37** – Imagem cobrida CP2 das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B), com a separação dos principais domínios vulcano-sedimentares da região do Platô da Ramada. Legenda: (a) Platô da Ramada: ignimbritos e riolitos; (b) Grupo Maricá 1: rochas sedimentares cortadas por diques e *sills* de riolitos; (c) Grupo Maricá 2: rochas sedimentares não afetadas pelas intrusões sub-vulcânicas; (d) corpo diorítico.

A variação das cores azul e magenta que distribuem-se dentro do Platô demonstram a contribuição positiva das imagens CP's 2 dos pares das bandas 4-5 (R) e 8-9 (B), realçando os riolitos e ignimbritos. Espectralmente não é possível separar os riolitos dos ignimbritos. Estas litologias caracterizam-se por uma composição

mineralógica e química muito semelhantes. Em ambas, são observados fenocristais de feldspato alcalino, raros plagioclásios, quartzo, minerais máficos e opacos envoltos por uma matriz félsica. O elevado grau de soldagem dos ignimbritos reproduz aspectos texturais muito semelhantes ao dos riolitos, sendo, nestes casos, definidos somente pelas diferenças microscópicas. No entanto, verificou-se que a distribuição espacial das amostras de lavas riolíticas estão preferencialmente associadas a alguns lineamentos destacados nas imagens analisadas (Fig. 37).

A vegetação é realçada na cor ciano, mostrando a contribuição das imagens CP's 2 dos pares das bandas 3-4 (verde) e 8-9 (azul). Esta vegetação delimita as áreas de drenagens no Platô, não interferindo na diferenciação das litologias.

A imagem composição colorida das imagens CP's 2, dos pares das bandas 4-5, 3-4 e 8-9 (RGB) contribuiu para a identificação de um corpo máfico, não delimitado em trabalhos anteriores, de forma elíptica (3,5 km E-W x 1,5 km N-S), intrusivo nos ignimbritos à sudoeste do Platô da Ramada. Esta área é destacada na imagem com a coloração alaranjada demonstrando a contribuição das CP's 2 da bandas 4-5 (R) e 3-4 (G) e um padrão textural diferenciado das demais litologias. Estudos de campo e petrográficos (Matté *et al.*, 2005) definiram este corpo como um diorito, com bordas texturalmente mais finas e centro equigranular médio, constituído por plagioclásio + hornblenda + augita + apatita + minerais opacos.

#### **4.5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES**

O uso de imagens orbitais multiespectrais, quando integradas a outras técnicas de aquisição de dados (mapeamento geológico, petrografia, geoquímica) cria alternativas para melhorar o conhecimento geológico básico.

Uma avaliação e interpretação dos dados da imagem do sensor ASTER no mapeamento da região do Platô da Ramada (Vila Nova do Sul, RS) permitiu separar as fácies vulcânicas dos corpos intrusivos e das rochas sedimentares do Grupo Maricá. A comparação dos produtos obtidos por processamento de imagens digitais com o mapa geológico original apontou algumas diferenças permitindo, desta forma, a atualização deste. No processamento da imagem digital ASTER, a transformação das dimensões do *pixel* de 15m para 30m permitiu a utilização das nove bandas do espectro refletivo,

havendo com isso, maior efetividade na separação das litologias da área de estudo. O processamento utilizando a técnica por Componentes Principais Seletivas proporcionou os melhores resultados, realçando as diferenças espectrais existentes entre as litologias.

O uso de técnicas de sensoriamento remoto e processamentos da imagem do sensor ASTER, permitiu alcançar os seguintes resultados na região estudada:

- a) diferenciação espectral entre as rochas vulcânicas do Platô da Ramada e rochas sedimentares do Grupo Maricá;
- b) identificação de diques riolíticos, principalmente ao norte do Grupo Maricá, indicando uma maior abundância destes corpos em comparação aos trabalhos anteriores. Esta característica possibilita a individualização, no Grupo Maricá, de duas subunidades facilmente separadas, levando-se em conta a densidade de intrusões identificadas;
- c) identificação e individualização de um corpo diorítico na borda SW do Platô da Ramada originalmente referido como rocha riolítica;
- d) a identificação, a partir de aplicação de filtros direcionais, de um grande número de lineamentos com direções NE-SW e NW-SE. Estes constituem fraturamentos e falhamentos locais e regionais, onde concentram-se diques associados à lavas riolíticas, podendo, desta forma, representar antigas zonas de alimentação da fração vulcânica;
- e) a não individualização, por meio do padrão espectral, dos riolitos e dos ignimbritos tendo em vista que as composições, tanto da mineralogia como da química destes depósitos são muito semelhantes. O elevado grau de soldagem dos depósitos piroclásticos reproduz padrões texturais muito semelhantes aos das lavas;

O uso de sensoriamento remoto orbital como técnica auxiliar mostrou-se eficaz no mapeamento geológico de seqüências vulcânicas e sedimentares. Este fato abre uma nova perspectiva de reavaliação geológica das áreas vulcano-sedimentares do Rio Grande do Sul, especialmente das unidades neoproterozóicas da Bacia do Camaquã. O uso desta técnica nestes terrenos vulcânicos permitirá a médio prazo uma definição dos parâmetros diagnósticos dos diferentes fácies vulcânicos. A definição destes no presente trabalho foi prejudicada pela semelhança entre fatores diagnósticos decisivos

como o composicional e textural, impedindo a separação entre as unidade particulada (piroclásticas) e não particulada (lavas). Espera-se, portanto, um refinamento dos resultados em áreas onde estes fatores sejam mais contrastante, como p.ex. Platô do Taquarembó (SW do RS) e Serra de Santa Bárbara (centro oeste do RS).

Trabalhos posteriores no Platô da Ramada tentarão estabelecer as relações entre as estruturas, os diques e lavas riolíticas. A elevada concentração de corpos hipabissais pode estar vinculada a um regime vulcânico predominantemente fissural ou periférico a ambientes do tipo caldeira. Na porção interna do Platô a associação entre lavas, foliações sub-verticalizadas e lineamentos sugere que estas estruturas representem sistemas de alimentação de um vulcanismo subaéreo imposto na região de Vila Nova do Sul, ao final do neoproterozóico.

**Agradecimentos:** ao CNPq e a CAPES pelo apoio financeiro e pela bolsa de mestrado do primeiro autor.

## **5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS**

---

A utilização do sensoriamento remoto de imagens orbitais multiespectrais é uma importante ferramenta em trabalhos geológicos básicos, principalmente quando integrado a outras técnicas de aquisição de dados. Os sensores atuais apresentam resoluções espectral e espacial que possibilitam a diferenciação de vários alvos na superfície terrestre.

Neste estudo buscou-se testar a aplicação do sensoriamento remoto orbital para a identificação de diferenças entre unidades vulcânicas e sedimentares na área do Platô da Ramada, utilizando dados do sensor ASTER. A interpretação dos dados obtidos por este sensor apresentou resultados bastante promissores na identificação de litotipos da área estudada. Suas características técnicas como a resolução espectral que registra a REM em 9 bandas espectrais, desde a faixa do visível até o infravermelho médio, lhe confere grande capacidade para discriminar alvos geológicos.

Os processamentos realizados na imagem ASTER, como a transformação das dimensões do *pixel* de 15m para 30m foram importantes na análise conjunta das 9 bandas do espectro refletivo. Neste intervalo de comprimento de onda da REM, o comportamento espectral de alvos geológicos possui feições diagnósticas na região do infravermelho médio, permitindo assim, uma maior efetividade na separação das litologias na área de estudo. Os produtos gerados a partir das técnicas de processamento de imagens digitais e geoprocessamento foram integrados com os dados geológicos preexistentes permitindo a análise conjunta dos mesmos. A avaliação e interpretação dos dados da imagem do sensor ASTER no mapeamento da região do Platô da Ramada (Vila Nova do Sul, RS) permitiu separar as rochas vulcânicas e os corpos hipabissais das rochas sedimentares do Grupo Maricá.

A aplicação da técnica Componentes Principais Seletivas que utiliza somente duas bandas na geração da imagem componente principal proporcionou os melhores resultados na diferenciação espectral entre as rochas vulcânicas do Platô da Ramada e rochas sedimentares do Grupo Maricá. A composição colorida gerada a partir do triplete das imagens CP2 das bandas 4-5 (R), 3-4 (G) e 8-9 (B) permitiu, a partir do comportamento espectral dos alvos, a individualização de duas sub-unidades no Grupo Maricá. A diferenciação espectral observada nesta imagem é creditada a densidade de intrusões de diques riolíticos, ao norte da área, e representa a mistura de informação espectral das unidades areno-pelíticas e corpos intrusivos de composição riolítica, além

de transformações texturais e químicas das unidades sedimentares afetadas por essas intrusões.

A utilização de imagens orbitais e trabalhos em campo permitiram ainda, a identificação e individualização de um corpo diorítico na borda SW do Platô da Ramada, não descrito anteriormente.

Técnicas de geoprocessamento implementadas neste estudo, como a integração das imagens orbitais, ao MNT visualizado em 3D e a imagem analisada de isodeclividade, permitem reconhecer que a área de ocorrência das rochas vulcânicas está limitada pelas maiores declividades. Estes procedimentos auxiliam, portanto, na definição de contatos geológicos, quando os contrastes espectrais não forem suficientes para traçá-los.

A aplicação de filtros direcionais realçou um grande número de lineamentos com direções NE-SW e NW-SE. Estes, constituem fraturas e falhamentos locais e regionais, onde se concentram diques de lavas riolíticas, podendo representar antigas zonas de alimentação da fração vulcânica.

O contraste espectral entre os riolitos e ignimbritos não foi evidenciado tendo em vista que as composições mineralógicas e químicas destes depósitos são muito semelhantes. O elevado grau de soldagem dos depósitos piroclásticos reproduz padrões texturais muito semelhante ao das lavas

O uso de sensoriamento remoto orbital como técnica auxiliar mostrou-se eficaz no mapeamento geológico de seqüências vulcânicas e sedimentares. Este fato abre uma nova perspectiva de reavaliação geológica das áreas vulcano-sedimentares do Rio Grande do Sul, especialmente das unidades neoproterozóicas da Bacia do Camaquã. O uso e o aprimoramento desta técnica nestes terrenos vulcânicos permitirá, em médio prazo, uma definição dos parâmetros diagnósticos das diferentes fácies vulcânicas. A separação entre fácies efusivas e piroclásticas foi prejudicada pela semelhança textural e geoquímica entre as unidades particulada (piroclásticas) e não particulada (lavas). O contraste entre estas fácies pode ser melhor avaliado, nas regiões do Platô do Taquarembó (SW do RS) e Serra de Santa Bárbara (centro oeste do RS), onde as variações texturais e composicionais são mais expressivas.

Na porção interna do Platô da Ramada associação entre lavas, foliações sub-verticalizadas e lineamentos sugere que estas estruturas representem sistemas de alimentação de um vulcanismo subaéreo imposto na região de Vila Nova do Sul, ao final do neoproterozóico.

Trabalhos posteriores no Platô da Ramada poderão estabelecer as relações entre as estruturas, lavas riolíticas e a elevada concentração de corpos hipabissais comuns em regimes fissurais ou periféricos a ambientes do tipo caldeira.

## **6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

---

- Abrams, J.M.; Brown, D.; Lepley, L. & Sadowski, R. 1983. Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona. **Economic Geology**, **78**: 591-604
- Abrams, M.J.; Rothery, D.A. & Pontual, A. 1988 Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. **Tectonophysics**, v.151: 387- 401
- Adleman, J.N.; Larsen, J.F.; Ramsey, M.S.; McGimsey, R.G. & Neal, C.A. 2004. Analysis of composition and cronology of dome emplacement a Black Peak, UK utilizing ASTER remote sensing data and field-based studies. In: IAVCEI GENERAL ASSEMBLY, Pucon-Chile, 2004. **Abstracts...** Pucon, 1 CD-ROM.
- Almeida, D.P.M.; Paim, P.S.G. & Vieira Jr., N. 1992. Petrologia do vulcanismo eo-paleozóico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS. In: WORKSHOP SOBRE BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo, **Resumos expandidos...** São Leopoldo, p.16-22
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A. & Mello, K.S. 1997. Caracterização geoquímica da sucessão vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Salvador. **Abstracts ...**,Salvador, v.2, p.698-702.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A.; Petry, K. & Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, **5** (3): 721-733.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H. & Lima, L. 1998. Estratigrafia das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (meso-cambriano a eo-ordoviciano) na região dos Cerros do Bugio e Perau (Caçapava do Sul, RS/Brasil). In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, 1998, Punta del Este - Uruguay. **Abstracts...**, Punta Del Este, v. 1, p. 92-95.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. **Anais...**Salvador, SBG, v. 1: 29-46.

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Pre-Cambrian of South America. **Boletim Ig/USP**. p: 45-80. (Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, n. 7)
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, 17: 1-29.
- Amos, B.J & Greenbaum, D. 1989. Alteration detection using TM imagery: the effects of supergene weathering in an arid climate. **International Journal of Remote Sensing**, 10(3):515-527
- Araújo, A.H. & Carvalho Jr. 1994. Arquitetura e implementação computacional de filtros digitais multidirecionais para a aplicação na detecção de lineamentos estruturais e contatos geológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário Camboriú. **Anais...Camboriú**, SBG, p.335-337
- Azcurrea, D.; Castro Godoy, S.; Kaku, M.; Kohno, I. & Marin, G. 2003. Procesamiento y productos ASTER del área de Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11, 2003, Belo Horizonte. **Anais...Belo Horizonte**, INPE, p.815-822.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schumus W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. **Geology**, 24: 439-442
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H, Harara, M.; Reis Neto, J.M. & Preciozzi, P.F.; 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J; Thomaz Filho, A.; Campos D.A. (eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro. p. 311-334.
- Beckel, J. 1990. **Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogênico Brasileño, Rio Grand del Sur (Brasil)**. Salamanca, 274 p. Tese de Doutorado, Universidad de Salamanca, Espanha.
- Beckel, J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS – proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS

MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, 1992, São Leopoldo. **Resumos expandidos...**, São Leopoldo, p. 1-5.

Bennett, S.A.; Atkinson Jr., W.W. & Kruse, F.A. 1993. Use of Thematic Mapper imagery to identify mineralization in the Santa Teresa District, Sonora, México. **International Geology Review**, **35**:1009-1029

Brito N. B. B. & Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, **53**:23-40.

Chavez Jr., P.S. & Kwarteng, A.Y. 1989. Extracting Spectral Contrast in Landsat Thematic Mapper Image Data Using Seletive Principal Component Analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, **55**(3): 339-348.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz M. & De Ros L.F. (ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Chemale Jr., F. 1993. Bacias Molássicas Brazilianas. **Acta Geológica Leopoldensia**, **37**: 109-118.

Cordani, U.G.; Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM, Brasília, 70-84.

Conradsen, K. & Harpoth, O. 1984. Use of Landsat multiespectral scanner data for detection and reconaissance mapping of iron oxide staining in mineral exploration, Central East Greeland. **Economic Geology**, **79**(6):1229-1244

Crosta, A.P. 1992. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Campinas, IG/UNICAMP, 170p.

Crosta, A.P. & Moore, J.Mc M. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: A prospecting case history in greenstone belt terrain. In: THEMATIC CONFERENCE ON

- REMOTE SENSING FOR EXPLORATION GEOLOGY, 7, Calgary, Canada. **Proceedings...**, p. 1173-1187
- Crosta, A.P. 1990 (a). **Mapping of residual soils by remote sensing for mineral exploration in SW Minas Gerais, State, Brazil.** Londres, 452p. Phd Thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London.
- Crosta, A.P. 1990 (b). Discriminação de principais componentes em imagens com base em relações quantitativas e espectrais. In: SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 4., 1990, Rio Claro, Brasil. **Resumos.**
- Crosta, A.P.; Prado, I.D.M. & Obara, M. 1996. The use os Geoscan AMSS data for gold exploration in the Rio Itapirucú greenstone belt (BA), Brazil. In: THEMATIC CONFERENCE AND WORKSHOPS ON APPLIED GEOLOGIC REMOTE SENSING, 11, Las Vegas, Nevada, USA. **Proceedings...**, p. 205-214
- Davis, P.A.; Berlin, G.L. & Chavez Jr, P.S. 1987. Discrimination of altered basaltic rocks in the southwestern United States by Analysis of Landsat Thematic Mapper data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, **53**(1): 45-55
- Davis. P.A. & Berlin, G.L. 1989. Rock discrimination in the complex geologic environment of Jabal Salma, Saudi Arabia, using Landsat Thematic Mapper data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, **55** (8): 1147- 1160
- Denniss, A. M.; Rothery, D.A.; Ceuleneer, G. & Amri, I. 1994. Lithological discrimination using Landsat and Jers-1 SWIR data in the Oman Ophiolite. In: THEMATIC CONFERENCE ON GEOLOGICAL REMOTE SENSING, 10 1994, Texas. **Proceedings...**p. 97-108
- Drury, S.A. & Hunt, G A. 1988. Remote sensing of laterized Archaean greenstone terrain: Marshall Pool Area, northeastern Yilgarn Bloch, Western Australia. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, **54**(12):1717-1725
- Drury, S.A. & Hunt, GA. 1989. Geological uses of remontely – sensed reflected and emitted data of laterized Archaean terrain in Western Australia. **International Journal of Remote Sensing**, **10**(3):475-497

- Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A.; Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. **Journal of the South American Earth Sciences**, 5(1): 77-96.
- Filippini-Alba, J.M.; Crosta, A.P. & Oliveira, S.M.B. 2001. Interpretation of surface geochemical data and integration with geological maps and LANDSAT – TM images for mineral exploration from a portion the precambrian of Uruguay. **Revista Brasileira de Geociências**, 31(2): 123-130.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Wernick, E. & Soliani Jr.; E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-americana). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador, **Anais...** Salvador, SBG., 1, p.1-12.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Faccini, U.F.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L. & Altamirano, J.R.F. 1985. Revisão da estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis, SC. **Atas...** SBG., 1 p. 477- 491.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Fambrini, G.L.; Almeida, R.P.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian, L.; Nogueira, A.C.R. & Riccomini, C. 2001. As coberturas do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul: revisão e síntese. In: Congreso Uruguaio de Geología, 11. 2001. Montevideo. **Abstracts...** Montevideo. 1 CD-ROM.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Lavina, E.L.; Paim, P.S.G. & Faccini, U. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. 1984. **Anais...** SBG., 7, p.3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Sayeg, H.S. & Fambrini, G.L. 1992. Bacias orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS,1, **Resumos expandidos.....**, São Leopoldo, p. 47-53.
- Fraser, S.J. & Green, A.A. 1987. A software defoliant for geological analysis of band ratios. **International Journal of Remote Sensing**, 8(3): 525-532.

- Fraser, S.J. 1991. Discrimination and identification of ferric oxides using satellite Thematic Mapper data: A newman case study. **International Journal of Remote Sensing**, **12**: 635-641.
- Galvão, L.S. & Vitorello I. 1994. Spectral reflectance–lithostragraphy of terrigenous rocks of the Parnaíba Basin, Brazil: chemichal composition relationships. **Revista Brasileira de Geociências**, **24**(1): 22-31.
- Galvão, L.S.; Vitorello I. & Paradella, W.R. 1995. Spectroradiometric discrimination of laterites with principal Componentes Analysis and additive modeling. **Remote Sensing Environment**, **53**: 70-75.
- Gastal, M.C.P.; Schmitt, R.S. & Nardi, L.V.S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense: Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. **Pesquisas**, **19**(2): 174-182.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**: 11-28.
- Godoy, S.; Urai, M.; Kaku, M. & Kohno, I. 2003. Utilizacion de dados Aster para el monitoreo de volcanes y la identificación de productos volcánicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11, 2003, Belo Horizonte. **Anais...**Belo Horizonte, INPE, p.465-473
- Göny, J.C.; Goso, H. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. **Avulso**, v. 3, 1-105. Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- Gresse, P.G.; Chemale Jr., F.; Silva, L.C.; Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996. Late to post orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. **Basin Research**, **8**, p.157-171.
- Guimarães Filho, H.A. 1994. **Metodologias para Intercâmbio de Dados entre Programas de CADD, SGBD, PDI e SGI em Projetos de Exploração Mineral**. Campinas. 118p. Dissertação de Mestrado. UNICAMP.

- Hoff, R. 1996. **Técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicadas ao mapeamento geológico e geotécnico no município de Três Cachoeiras, litoral norte do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 132p. Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hoff, R. 2002. **Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectralradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filoneanos de fluorita hidrotermal no sudeste de Santa Catarina**. Porto Alegre. V.1, 167p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. 1976. Visible and near infrared spectra of mineral and rocks: XII. Metamorphic rocks. **Modern Geology**, **5**:219-228
- Hunt, G.R. 1980. Eletromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In: **Remote Sensing in geology**. Siegal.D.D.; Gillespie, A.R.(eds)., New York, NY, John Wiley. Cap.2, p.5-45
- Hunt, G.R. & Evarts, R.C. 1981. The use of near infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks. **Geophysics**, **46**(3): 16-321
- Hunt, G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. **Geophysics**, **42**(3): 501-513.
- Hunt, G.R. 1979. Near infrared (1.3-2.4 $\mu$ m) spectra of alteration mineral – Potential for use in remote sensing. **Geophysics**, **44**(12): 1974-1986.
- Hunt, G.R. & Ashley, R.P. 1979. Spectra of Altered Rocks in the Visible and Near Infrared. **Economic Geology**, **74**: 1613-1629.
- Hunt, G.R.; Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. 1974. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: IX . Basic and ultrabasic igneous rocks. **Modern Geology**, **5**: 15-22.
- Issler, R.S., 1982. Evento geodinâmico brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos Crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e

- ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais.....**, Salvador, SBG, 1 p. 24-38.
- Issler, R.S., 1985. Bacia Periférica Camaquã – Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In : SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis, SC. **Atas... SBG.**, 1 p.184-198.
- Jost, H., 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro, **Anais.....**, SBG, 7 p. 3241-3257.
- Klein, M.A. 1998. **Integração de Imagens TM e aerogeofísicas para análise litotectônica de uma porção da zona de cisalhamento transcorrente dorsal de Canguçu, região de Quitéria – Várzea do Capivarita, RS.** Porto Alegre. 120p. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lamb, A.D. & Pendock, N.E. 1989. Band prediction techniques for the mapping of hydrothermal alteration. In: SEVENTH THEMATIC CONFERENCE ON REMOTE SENSING FOR EXPLORATION GEOLOGY, Calgary, Canadá. **Proceedings...v.2**, p. 1317-1329.
- Leinz, V.; Barbosa, A.F. & Teixeira, E.A. 1941. **Mapa geológico Caçapava - Lavras.** Bol. Div. Prod. Min., Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul, 90, 1-39.
- Leite, S.R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A. & Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36(1 ): 300-312.
- Lima, E.F. 2002. Principais registros vulcânicos da Bacia do Camaquã-RS. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, II, Belém, PA, 2002. **Resumos.....**, 7.

- Lima, E.F.; Liz, J.D.; Sommer, C.A.; Mallmann, G.; Borba, A.W.; Gonçalves, C.R.H. & Wildner, W. 2002. Membro Rodeio Velho da Bacia do Camaquã, RS: Identificação de Estruturas Vulcânicas Ordovicianas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, II, 2002, Belém, PA., **Resumos....**, 99.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1985. Geologia, Petrografia e Petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, **20**, 15-62.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1991. Os Lamprófiros Espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Geochemical Brasiliensis**, **5**, p. 117-131.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1996. Leucodioritos cumuláticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul: uma evidência de cristalização fracionada. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1996, Salvador. **Anais...**, Salvador, SBG. v. 2, p. 43-44.
- Loss, E.L. & Roisemberg, A. 1972. Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar Eo-paleozóica do RS. **Pesquisas**, **1**: 7-12.
- Machado, R. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 1987. Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, **Atas...**, 2, p. 911-919.
- Machado, R. & Sayeg, H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionam a bacia molássica do Arroio Boicí, RS. Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1. Boletim de Resumos Expandidos, 73-76.
- Matos, D.F.; Lima, E.F.; Sommer, C.A.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Figueiredo, A.M.G.; Waichel, B.L. & Pierosan, R. 2002. Riolitos neoproterozóicos pós-colisionais na área do Santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(2) 255-266.
- Matté, V.; Sommer, C.A.; Liz, J.D.; Sommer, J.A.P.; Saldanha, D.L. & Lima, E.F. 2005. Petrologia de uma intrusão diorítica associada ao vulcanismo Acampamento Velho no Platô da Ramada, SW do Rio Grande do Sul – dados preliminares. In:

SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA – UFRGS, 17, 2005, Porto Alegre. **Resumos...**, Porto Alegre, PROPESQ, 1 CD-ROM.

- Mau, H.; 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. In: ENGENHARIA, MINERAÇÃO, METALURGIA, Rio de Janeiro, v. 29 (169) p. 13-14.
- Mehl, H. & Reimer, W. 1994. Discrimination of ignimbritic rocks in southern Argentina using LANDSAT Thematic Mapper imagery. In: INTERNATIONAL SOCIETY FOR PHOTOGRAMMETRY AND REMOTE SENSING, COMMISSION SYMPOSIUM ON RESOURCE AND ENVIRONMENTAL MONITORING, 7, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, INPE, v. 30 (7 A): 442-446.
- Meneses, P.R. & Ferreira Júnior, L.G. 2001. Comportamento Espectral de Minerais e Rochas. In: Meneses, P.R; Madeira Netto, J.S. (ed.). **Sensoriamento Remoto – Reflectância de alvos naturais**. Brasília, UnB. p.63-119.
- Naime, R.H. & Nardi, L.V.S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul Rio Grandense: Geologia, Petrologia e Geoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, 21(3): 266-274.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. **Chemical Geology**, 92:197-212.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(2):139-146.
- Offield, T.W.; Abbott, E.A.; Gillespie, A .R. & Loguercio, S.O. 1977. Structure mapping ob enhanced Landsat images of Southern Brazil: Tectonic control of mineralization and speculations on metallogeny. **Geophysics**, v.42(3):482-500
- Ohara, T. 1982. Aplicação do programa de realce pelas componentes principais na região das Minas do Camaquã – RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., 1982, Brasília. **Anais...**, Brasília , v.1, p. 39-45

Oliveira, J.M.M.T. & Fernandes, L.A.D. 1991. Estágios finais da deformação do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres (Ext. Abstr.). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. **Extended Abstracts...**, Rio Claro, v.3, p.1-4.

Oliveira, J.M.M.T. & Fernandes, L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasileiras: mito ou realidade? In: WORKSHOP SOBRE BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., 1992, São Leopoldo, **Resumos ...** São Leopoldo, SBG-RS, p. 97-105.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz M. & De Ros L.F. (ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 231-374

Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr. F. 1995. Stratigraphic framework and depositional systems of the Camaquã Basin (Upper vendian to Lower Ordovician) of southern Brazil. In: University of Stollenbosch, CENTENNIAL CONFERENCE 1895-1995, Stollenbosch, South Africa. **Abstract...**, South Africa, p. 35-37.

Paradella, W.R.; Pietsh, R.W.; Toutin, T.; Bignelli, P.A.; Veneziani, P. & Singhroy, V.H. 1996. Airborne and spaceborne SAR integration with TM-LANDSAT gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rain forest environment. In: ELEVENTH THEMATIC CONFERENCE AND WORKSHOPS ON APPLIED GEOLOGIC REMOTE SENSING, 1996, Las Vegas. **Proceedings...** Las Vegas, p. I330 – I342.

Paradella, W.R.; Santos A.R.; Dall’Agnol, R.; Pietsch. R.W. & Sant’Anna, M.V. 1998. A geological Investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás Granite area, Brazil. **Canadian Journal of Remote Sensing**, 24(4): 376-392.

Porcher, C.A.; Leite, S.R.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. 1995. **Mapeamento Geológico: Folha Passo do Salsinho, 1:50.000**. Programa de Levantamentos Geológicos/Metalogenéticos Básicos do Brasil (PLGB). CPRM, Sureg-PA.

- Remus M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Groves D.I. & Reischl J.L. 2000. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn(Cu-Ag) deposits, southern Brazil. **Gondwana Research**, **3**, 155-174.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Filho, P.M. & Tessari, R. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. **Bol. Div. Fom. Prod. Min. Bras.**, Rio de Janeiro. v. 127, 1-232.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. **Iheringia** (Sér. Geol.), Porto Alegre, 5, 19-54.
- Ribeiro de Almeida, T.I. & Crosta, A.P. 1997. Reflectance spectrometry of rocks from the Comstock Lode (Virginia City, Nevada, USA) and its comparison with XRay diffraction. **Boletim do IG-USP**. São Paulo, p.85-100 (Série científica, v 28).
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclatura of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e estudos**. 1 (2), 41-54. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Roisenberg, A.; Loss, E.L.; Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A.C. 1983. Aspectos Petrológicos e Geoquímicos do Vulcanismo Pré-Cambriano/Eo-paleozóico do RS com base nos Elementos Maiores. In: I SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, 1983. **Anais...**, Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 237-285.
- Saldanha, D.L. 2003. **Características espectrais de unidades ultramáficas do sudoeste do Rio Grande do Sul: integração de dados orbitais, geobotânicos e geoquímicos**. Porto Alegre. 279p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Saldanha, D. L.; Lima E Cunha, M. C & Haertel, V. 2004. Spectral analysis of soils from mafic/ultramafic rocks of Cerro Mantiqueira, south-west of Rio Grande do Sul, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, **25**(20): 4381 – 4393.

- Santos, E.L.; Becker, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Filho, F. & Chabam, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, Recife. **Anais...**, Recife, SBG, v. 2, p. 670-684.
- Sayeg, H.S.; Fambrini, G.L.; Machado, R. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 1992. Evolução brasileira da bacia transcorrente do Arroio Boicí, RS. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1, 1992, São Leopoldo. **Resumos expandidos...**, São Leopoldo, p. 129-132.
- Sommer, C.A. 1994. **O vulcanismo ácido da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS**. Porto Alegre. 149p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sommer, C.A. 2003. **O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, Região de Vila Nova do Sul, RS**. Porto Alegre. 179p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **29**(2), 245-254.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Matos, D. 2001. Ignimbritos ricos em cristais do Platô da Ramada - RS, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 11., 2001, Montevideo, Uruguai. **Anais...** Montevideo, 1 CD-ROM.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Pierosan, R. & Waichel, B.L. 2002. Caracterização geoquímica do vulcanismo Neoproterozóico do Platô da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, II, Belém, PA, 2002. **Boletim de resumos...**, 121
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. **Pesquisas em Geociências**, **30**(1): 3-26.

- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005 a. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **18**(3): 237-254.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2005 b. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. **International Geology Review**, **47**(10): 1090-1110.
- Stevens, N.F.; Garbeil, H. & Mouginis-Mark, P.J. 2004. NASA EOS terra ASTER: Volcanic topographic mapping and capability. **Remote Sensing of Environment**, **90**: 405-414.
- UFRGS. 1984. Mapeamento Geológico: **Folha de Vila Nova. Trabalho de Graduação** – Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre.
- UFRGS. 1996. **Mapeamento Geológico**. Projeto Lagoa da Meia Lua – Rufino Farias – Vila Nova – Faixa 4. Escala 1:25.000 Porto Alegre. Trabalho de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 140 p.
- UFRGS. 1997. **Mapeamento Geológico: Projeto Vila Nova – Faixa 5. Escala 1:25.000**. Porto Alegre. Trabalho de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 268 p.
- UFRGS. 2001. **Mapeamento Geológico: Projeto Vila Nova - Rufino Farias. Escala 1:25.000**. Porto Alegre. Disciplina de Mapeamento Geológico, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vitarello, I. & Galvão, L.S. 1996. Spectral properties of Geologic materials in the 400- to 2,500nm range: Review for applications to mineral exploration and lithologic mapping. **Photo-Interprétation**, **2**: 77-96.
- Wernick, E.; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. 1978. As regiões de dobramentos Nordeste e Sudoeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. **Abstracts...**, Recife, v. 6, p. 2493-2506.

- Wildner, W. & Lima, E.F. 1992. Considerações sobre os depósitos vulcanogênicos do Grupo Bom Jardim nas regiões de Lavras do Sul e Caçapava do Sul, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, 1992, São Leopoldo, **Resumos expandidos...**, São Leopoldo, p.137-142.
- Wildner, W.; Lima, E.F.; Camozzato, E. & Lopes, R.C. 1997. O Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Aspectos Texturais. **A Terra em Revista**, 3(3): 19-27.
- Wildner, W.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 118: 261-283.
- Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: a well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. **International Geology Review**, 41: 1082-1098.
- Wildner, W.; Sander, A. & Lopes, R.C. 1994. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido Cambriano do Rio Grande do Sul: Formação Acampamento Velho. **Pesquisas**, 21: 47-57.
- Zerfass, H. & Almeida, D.M.P. 1997. Mapa Geológico da região dos Cerros do Bugio e Perau, Município de Caçapava do Sul, RS. Estudos Tecnológicos – **Acta Geológica Leopoldensia** (Série Mapas), 20, p. 3-17.
- Zerfass, H.; Almeida, D.M.P. & Gomes, C.H. 2000. Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS). **Revista Brasileira de Geociências**, 30: 12-16.