

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TECNOLÓGICA DOS RIODACITOS  
DA RAIZ DE UM DOMO NA REGIÃO DE FREI CANECA, SÃO MARCOS, RS.**

**GABRIELA CIOATO RIZZON**

**ORIENTADOR**

**Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp  
Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima**

**COMISSÃO EXAMINADORA**

**Prof. Dr. Marcos Vinicius Dorneles Remus  
Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi**

**COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS**

**Prof. Dr. Prof. Andrea Ritter Jelinek  
Prof. Dr. Rualdo Menegat  
Prof. Dr. Marcus V. D. Remus**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro/2010.

Aos meus pais.

## AGRADECIMENTOS

Durante os cinco anos de graduação muitas pessoas merecem os meus agradecimentos. Agradeço primeiramente a Universidade Federal do Rio Grande do Sul por me permitir realizar estudos de nível superior de qualidade apesar das dificuldades enfrentadas por uma instituição federal. Ao Departamento de Mineralogia do Instituto de Geociências pelo apoio nos projetos de estudo e pesquisa e aos meus professores, pela dedicação e empenho no ensino. Aos meus orientadores do projeto temático, os profs. Ruy Paulo Philipp e Evandro Fernandes de Lima, pela dedicação e empenho em me ajudar a produzir um trabalho de qualidade. Aos motoristas do IG pela colaboração e paciência nas saídas de campo.

Agradeço a minha família por todo o apoio que me deram durante a minha vida e a minha jornada acadêmica. Aos meus pais, Vitor Hugo Rizzon e Angela Maria Cioato Rizzon pelo amor incondicional, pelo apoio nos momentos difíceis e pelo subsídio financeiro. Aos meus irmãos Vivian e Vinícius pelo apoio e paciência nesses anos.

Aos meus amigos que sempre estiveram comigo nos momentos difíceis. À minha amiga Sílvia Seben pela amizade e boa convivência que tivemos nesses cinco anos morando juntas. Ao meu grande amigo Mark Van Tomme, que tanto me ajudou academicamente nesses anos tumultuados da graduação.

Ao geólogo Sr. Nestor José Scalabrin e a presidenta da COOPERMISAN a Sra. Malvina F. S. Amaral, pelo apoio financeiro. Ao Sr. Clóvis Gonzatti, engenheiro de minas do Laboratório de Mecânica de Rochas da CIENTEC por ter possibilitado a realização dos ensaios tecnológicos.

## RESUMO

A pedreira da área de Frei Caneca, São Marcos, RS, é a uma jazida de riodacitos ornamentais gerados a partir de uma zona de alimentação de um domo ácido. Esta zona é caracterizada por um forte bandamento de fluxo, que alterna bandas escuras hipocristalinas com bandas avermelhadas de mesma composição, porém oxidadas. Observa-se também autobrechas e brechas hidráulicas além de xenólitos de basaltos extraídos durante a ascensão do magma ácido. O vulcanismo ácido da região de São Marcos pode ter sido gerado por sucessivos derrames que atingiram uma espessura mínima de 240 m. Não foi possível estabelecer o número destes derrames. A individualização do derrame da área de Frei Caneca pode ser inferida a partir de uma zonalidade definida pela presença de um nível de *pitchstone* no contato com o derrame básico sotoposto, transicionando para vitrófiros e granófiros em direção a sua porção central e de topo. As zonas intermediárias dos fluxos ácidos caracterizam-se por uma textura equigranular fina construída a partir de uma petrotrama micropoiuilitica a microgranofírica, ambas geradas por desvitrificação. Na porção de topo dominam vitrófiros. A configuração geral das estruturas de fluxo da unidade ácida é sugestiva de uma estrutura dômica como forma geral do corpo ígneo. Na área estudada o bandamento de fluxo tem direção geral leste-oeste e disposição subvertical. A disposição basal e lateral dos *pitchstones*, a relação entre os vitrófiros e granófiros e a disposição geral dos do bandamento de fluxo sugerem uma estruturação dômica com alimentação através de fissuras de direção leste-oeste. Os riodacitos foram gerados a partir de fluxos de lava ácida de alta temperatura (1049°C e 972°C) e não constituem reoignimbritos, como sugerido na literatura. Na estratigrafia das unidades vulcânicas ácidas constata-se a ausência de texturas piroclásticas na base dos fluxos. Adicionalmente não são constatadas modificações texturais, tanto verticalmente como lateralmente, que são típicas de fluxos piroclásticos de alta temperatura. Petrograficamente os vulcanitos de São Marcos apresentam características de lavas ácidas com fenocristais subédricos a euédricos e ausência de litoclastos, cristaloclastos, *shards* e púmices, constituintes típicos de ignimbritos e reoignimbritos. Dados de litoquímica indicam que as lavas são riodacitos do grupo Palmas e subgrupo Caxias do Sul. Sotoposto a este episódio ácido afloram seis unidades efusivas de rochas básicas, incluindo quatro derrames do tipo *pahoehoe* e dois derrames do tipo *a'a*'. Os resultados dos ensaios tecnológicos (índices físicos, massa específica aparente seca, velocidade de propagação de ondas longitudinais, desgaste por abrasão *Amsler*, impacto de corpo duro e brilho) obtidos até o momento são favoráveis e sugerem o uso destes litotipos como rocha ornamental, especificamente como revestimento e piso interno.

**Palavras-chave:** Formação Serra Geral. Reoignimbrito. Conduto vulcânico. Ensaio tecnológico. Rochas ornamentais.

## ABSTRACT

The quarry area of Frei Caneca, São Marcos, RS, is a mine of ornamental rhyodacites generated from a feed zone of a dome acid. This zone is characterized by a strong flow banding, alternating with dark bands and hipocrystalline reddish bands of the same composition, but rusty. It is also observed autobreccia, hydraulic breccia and basalt xenoliths also extracted during the ascent of acid magma. The acid volcanism in the region of São Marcos may have been generated by successive lava flow that reached a minimum thickness of 240 m. It was not possible to establish the number of the lava flows. The individualization of the lava flow in the Frei Caneca area can be inferred from a zonally defined by the presence of a level pitchstone in touch with the basic lava flow placed beneath, and transitioning to vitrophire and granophire towards the central portion and top. The intermediate zones of the acid flows are characterized by a fine equigranular texture built from a petrofabric micropoiquilitic to microgranophiric, both generated by devitrification. In the top portion the vitrophire dominates. The general configuration of the flow structures of the acid unit is suggestive of a dome structure and overall shape of the igneous body. The flow banding in the study area has a generally east-western direction and subvertical dip. The provision of lateral and basal pitchstones, the relationship between vitrophire and granophire and the general arrangement of the flow banding suggest a domical structure with regional fracture of east-west direction. The rhyodacites were generated from acidic lava flows of high temperature (1049 ° C and 972 ° C) and do not constitute rheognimbrite, as suggested in the literature. In acid volcanic stratigraphy of the units it appears the lack of textures in the base of pyroclastic flows. Additionally textural changes are not observed, both vertically and laterally, which are typical of pyroclastic flows of high temperature. Petrography of acid flow from São Marcos exhibit characteristics of acid lavas with euhedral to subhedral phenocrystals, the absence of lithoclasts, crystaloclasts, shards and pumices, typical constituents of ignimbrites and reognimbrites. Litochemistry data indicate that the lavas are rhyodacites of the Palmas group and Caxias do Sul subgroup. Placed beneath this acid effusive episode occur six units of basic volcanic rocks, including four lava flows of the type *pahoehoe* and two lava flows of the type *a'a*'. The results of technological tests (physical index, dry density, velocity of longitudinal wave propagation, Amsler abrasion, impact from hard body and brightness) obtained so far are favorable and suggest the use of rocks as ornamental, specifically as a revestment and internal floor.

**Keywords:** Serra Geral Formation. Rheognimbrites. Volcanic conduct. Technologic essay. Ornamental rocks.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico da Bacia do Paraná com um retângulo indicando a localização geral da área estudada. Fonte: (RENNER, 2010) .....	16
Figura 2. Mapa com a geologia geral da área e a localização de estudo indicada pelo retângulo. Fonte: CPRM, (2006).....	17
Figura 3. Folha de São Marcos com um traço preto que corresponde à área do levantamento do perfil e da amostragem. ....	18
Figura 4. Mapa pré-drift da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Legenda: 1. basaltos, 2. vulcânicas ácidas do tipo Chapecó, 3. vulcânicas ácidas do tipo Palmas, 4. diques, 5. área adjacente. Fonte: Milner <i>et al.</i> (1995), Stewart <i>et al.</i> (1996), Peate (1997) e Nardy (2002, 2008).....	20
Figura 5. Intervalo Paleozóico-Mesozóico da estratigrafia da Bacia do Paraná. Fonte: Modificado de Milani e Ramos (1998). ....	23
Figura 6. Litoestratigrafia das sequências vulcânicas ácidas do Tipo Palmas Fonte: (NARDY <i>et al.</i> 2002; 2008).....	32
Figura 7. Fluxograma projetual da metodologia utilizada para a execução do trabalho. ....	40
Figura 8. Perfil geológico da área de estudo. Os números são referentes aos pontos do perfil.....	52
Figura 9. Imagem e desenho esquemático do basalto tipo <i>pahoehoe</i> com estrutura de tubo de lava com fechamento de corda inflado. ....	53
Figura 10. Topo de lava do tipo <i>a'a'</i> , bastante bloqueado, com amígdalas e fraturas preenchidas por calcita, zeólitas e quartzo.....	54
Figura 11. Imagem e desenho esquemáticos do contato entre o derrame básico tipo AA-1, com estrutura brechada e acima os vulcanitos ácidos com fluxo horizontal a subhorizontal.....	55
Figura 12: Afloramento de <i>pitchstone</i> completamente intemperizado lembrando depósitos sedimentares.....	56
Figura 13. <i>Pitchstone</i> apresentando fratura conchoidal e aspecto vítreo.....	56
Figura 14. Imagem do conduto alimentador com estruturas de fluxo verticais e subverticais. ....	57

Figura 15. Imagem e desenho esquemático da vista em planta do afloramento do dique alimentador dos vitrófiros riodacíticos. Destaque para as estruturas de fluxo verticais e por vezes dobradas.....	58
Figura 16. Foto mostrando autobrechações no fluxo ácido e fragmentos de basalto tipo <i>a'a'</i> com intensa vesiculação.....	58
Figura 17. Estrutura de fluxo constituindo um pequeno domo com extensão horizontal de aproximadamente 12 m. ....	59
Figura 18. a) modelo de geração de domos proposto por Fink (1983) e b) figura esquemática do perfil geológico com a provável extensão do domo gerado. ....	60
Figura 19. Desenho esquemático mostrando a disposição das foliações de fluxo. ....	61
Figura 20. Fotografias aéreas na escala de 1:60.000, a área do trabalho está demarcada com um retângulo.....	61
Figura 21. Lineamentos traçados em imagem de terreno obtida pelo Google Maps, o retângulo demarca a área do trabalho.....	62
Figura 22. Diagrama de roseta evidenciando as direções principais dos lineamentos identificados na região (n=165).....	62
Figura 23. Fotomicrografia da textura micropoiquilítica no vitrófiro gerada por desvitrificação, onde micrólitos de feldspato estão aparentemente inclusos em uma matriz originalmente vítrea. Nicóis paralelos e nicóis cruzados. ....	65
Figura 24. a) fotomicrografia da textura pilotaxítica no vitrófiro onde os microfenocristais ripidiformes e cristálitos de plagioclásio e piroxênio alongados encontram-se alinhados em um padrão de fluxo laminar em uma matriz holocristalina a hipovítrea. Nicóis cruzados. b) fotomicrografia da textura hialofítica onde a matriz vítrea engloba cristais ripidiformes e esqueletais de plagioclásio e piroxênio, cristálitos e minerais opacos. Detalhe para a textura <i>quenching</i> , cujas feições refletem as condições de rápido resfriamento e cristalização do magma, com cristais “ <i>quench</i> ” de plagioclásio com formato esquelético e terminação em “rabo-de-andorinha”. Nicóis paralelos. ....	66
Figura 25. Fotomicrografia da brecha hidráulica, onde as brechas são angulosas e bastante fragmentadas e estão cimentadas por uma matriz monominerálica composta de zeólitas. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.....	66

Figura 26. a) fotomicrografia da autobrechas riolíticas mostrando um acentuado fluxo magmático brechado, onde as brechas são um magma que estava mais cristalizado porém ainda estava no limite entre os estados sólido e líquido, ficando as brechas com formas bastante sinuosas e oxidadas estando cimentadas por lava predominantemente vítrea. Nicóis paralelos. b) fotomicrografia das autobrechas riolíticas com fragmentos sendo consumidos pela lava. Nicóis paralelos. ....	66
Figura 27. Fotomicrografia da textura glomeroporfirítica no granófiro, definida pelo agrupamento dos cristas de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. Nicóis paralelos e nicóis cruzados. ....	67
Figura 28. Fotomicrografia da matriz com arranjo estrutural granofírico. Nicóis cruzados.....	67
Figura 29. Fotomicrografia da matriz do granófiro com cristais ripidiformes e esqueléticos de plagioclásio e piroxênio, cristálitos e minerais opacos. Destaque para a textura <i>quenching</i> com o piroxênio alongado e uralitizado. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.....	67
Figura 30. Classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó segundo o diagrama TAS (LE BAS <i>et al.</i> , 1986) em Nardy <i>et al.</i> , (2008). ....	70
Figura 31. Diagrama R1R2 (DE LA ROCHE <i>et al.</i> , 1980) para as rochas vulcânicas da região de São Marcos, RS. Associação toleítica, andesi-basaltos, quartzo latitos e riodacitos.....	70
Figura 32. Diagrama discriminante dos diferentes sub-grupos de rochas do tipo Palmas segundo Nardy <i>et al.</i> , (2008). ....	71
Figura 33. Diagrama de variação (Zr vs. Rb) dos diferentes sub-grupos de rochas do tipo Palmas segundo Nardy <i>et al.</i> , (2008). ....	72
Figura 34. Diagrama de Harker das rochas básicas (quadrados) e ácidas (círculos) da região de São Marcos.....	73
Figura 35. Diagrama de Harker das rochas básicas (quadrados) e ácidas (círculos) da região de São Marcos.....	74
Figura 36. Comportamento das rochas ácidas da região de São Marcos, normalizados em relação ao Condrito de Nakamura (1974). ....	75
Figura 37. Perfil esquemático representando as litologias do domo: a) nível de <i>pitchstone</i> ; b) bloco-diagrama da raiz do domo na região onde foi iniciada a	

frente de lavra nos vitrófiros; b1) bandamentos de fluxo; b2) autobrechas riodacíticas b3) brechas hidráulicas; c) granófiro com textura “ <i>quench</i> ” de plagioclásio; d) granófiro com estrutura de domo e textura “ <i>quench</i> ” de piroxênio e e) granófiro com estrutura de domo e textura glomeroporfírica.....	78
Figura 38. Bloco-diagrama da raiz do domo localizada na mina Frei Caneca.....	79
Figura 39. Bloco de riodacito sendo serrado em uma máquina de fio diamantado. .....	80
Figura 40. Chapa de riodacito polido evidenciando as estruturas de fluxo.....	80
Figura 41. Chapa de riodacito com estruturas de fluxo e autobrechas. ....	81
Figura 42. Síntese dos ensaios tecnológicos do Riodacito Frei Caneca comparados com o Basalto Cinza Campos.....	82

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição representativa dos elementos maiores (% de peso) e dos elementos traços (ppm) das amostras dos riodacitos. ....	68
Tabela 2. Comparação entre os resultados dos ensaios tecnológicos da pesquisa e os ensaios da CIENTEC, (2009). ....	81

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	13
2. OBJETIVOS .....	14
3. ÁREA DE ESTUDO .....	15
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA .....	15
3.2 O VULCANISMO DA BACIA DO PARANÁ .....	18
3.2.1 Evolução da Bacia do Paraná.....	19
3.2.2 Estruturação Tectônica.....	23
3.2.3 O Magmatismo da Bacia do Paraná .....	24
3.2.4 As Rochas Intrusivas da Formação Serra Geral.....	24
3.2.5 O Vulcanismo da Formação Serra Geral .....	25
3.2.6 Dados Radiométricos .....	26
3.2.7 A Classificação das Rochas Vulcânicas .....	26
3.2.8 Aspectos Petrográficos.....	27
3.2.9 Geoquímica do Vulcanismo da Bacia do Paraná.....	27
3.2.10 O Membro Palmas.....	28
3.2.11 Origem dos Vulcanitos Ácidos: lavas ácidas ou fluxos piroclásticos de alta temperatura?.....	35
4. METODOLOGIA E TÉCNICAS .....	39
4.1 ANÁLISE DE IMAGENS .....	40
4.2 ETAPA DE CAMPO .....	40
4.3 DADOS ESTRUTURAIS .....	41
4.4 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.....	41
4.4.1 Análise Macroscópica.....	41
4.4.2 Análise Microscópica .....	41
4.5 ETAPA DE LABORATÓRIO .....	42
4.5.1 Análises Químicas .....	42

4.6	ENSAIOS TECNOLÓGICOS .....	44
4.6.1	Índices Físicos .....	45
4.6.2	Resistência ao Impacto de Corpo Duro .....	46
4.6.3	Velocidade de Propagação de Ondas Ultra-Sônicas Longitudinais .....	47
4.6.4	Desgaste por Abrasão <i>Amsler</i> .....	49
4.6.5	Determinação do Brilho .....	51
5.	GEOLOGIA DA ÁREA.....	52
5.1	ESTRATIGRAFIA .....	52
5.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	60
5.3	PETROGRAFIA .....	63
5.4	ANÁLISES QUÍMICAS.....	68
5.4.1	Nomenclatura da Composição.....	689
5.4.2	Temperatura .....	75
5.4.3	Viscosidade .....	76
6.	CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA .....	77
6.1	GEOLOGIA DA PEDREIRA.....	78
6.2	RESULTADOS DOS ENSAIOS .....	81
6.2.1	Índices Físicos .....	83
6.2.2	Massa Específica Aparente Seca .....	83
6.2.3	Velocidade de Propagação de Ondas Longitudinais .....	83
6.2.4	Desgaste Abrasivo ( <i>Amsler</i> ) .....	83
6.2.5	Intensidade do Brilho .....	84
7.	CONCLUSÕES .....	85
7.1	FLUXOS DE LAVAS ÁCIDAS VERSUS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE ALTA TEMPERATURA .....	85
7.2	ENSAIOS TECNOLÓGICOS .....	87

## 1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná comporta o maior evento de vulcanismo continental de platô do Planeta, (Província Paraná-Etendeka), estratigraficamente denominado de Formação Serra Geral (FSG). O uso ornamental das rochas desta formação é muito restrito se comparado com o uso de mármore, quartzitos e granitos.

O Rio Grande do Sul é destacado pela extração de geodos de opala, ágata, calcedônia, ametista e quartzo (citrinos) dos basaltos da FSG. Recentemente foi identificada a ocorrência de derrames ácidos com qualidade para uso ornamental na cidade de São Marcos, RS. Foi iniciada a extração experimental de blocos para uso como rocha ornamental, tornando-se necessário um estudo mais detalhado desses litotipos. Estas informações poderão impulsionar o desenvolvimento da prospecção e extração possibilitando assim a injeção de um novo empreendimento financeiro na cidade.

Neste contexto este projeto visa à caracterização geológica destes litotipos ácidos e a viabilidade do aproveitamento dos mesmos como rocha ornamental. O trabalho apresenta o arcabouço estratigráfico regional dos vulcanitos ácidos da Formação Serra Geral na região São Marcos que poderá auxiliar em campanhas prospectivas para rochas ornamentais na região.

Para a caracterização dos riodacitos foram levantados dados bibliográficos e posteriormente coletados dados em campo que possibilitaram a análise das rochas em laboratório, através da descrição e interpretação de lâminas delgadas, análises químicas e ensaios tecnológicos, que serão apresentados e discutidos ao longo do trabalho.

Com as análises acima foi possível introduzir uma discussão sobre a origem e formação dos vulcanitos ácidos da Formação Serra Geral, através da comparação entre os resultados obtidos neste trabalho e as características encontradas em fluxos de lavas ácidas e em depósitos piroclásticos de alta temperatura.

Os resultados obtidos possibilitarão um melhor conhecimento da geologia da área, auxiliando na análise mais precisa das ocorrências ácidas da Formação Serra Geral e facilitando a localização de novas áreas economicamente exploráveis para rocha ornamental na região.

## 2. OBJETIVOS

O objetivo geral desta monografia é caracterizar a geologia da área de ocorrência das rochas ácidas da Formação Serra Geral nos arredores da cidade de São Marcos – RS e avaliar as propriedades tecnológicas deste litotipo ácido visando o seu potencial de aproveitamento para uso como rocha ornamental.

Para isso, delimitam-se os seguintes objetivos específicos:

- a) construir um perfil estratigráfico da área estudada, definindo os contatos entre os litotipos básicos e ácidos e realizando amostragem das rochas;
- b) delimitar a extensão e forma do corpo ácido com qualidade ornamental, e analisar as estruturas e o fraturamento do mesmo;
- c) caracterizar as rochas quanto a sua composição química;
- d) estabelecer as propriedades tecnológicas do litotipo ácido para avaliar seu aproveitamento como rocha ornamental;
- e) definir um padrão prospectivo regional para rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral;
- f) interpretar os resultados obtidos em conjunto com a geologia da área.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

Neste tópico é indicada a localização da área de estudo e é apresentada uma revisão bibliográfica sobre a geologia da região, com enfoque nas rochas ácidas da Formação Serra Geral.

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Formação Serra Geral representa um dos maiores eventos vulcânicos do planeta, originados com a formação da Província Paraná-Etendeka, distribuída na parte centro-leste da América do Sul e no noroeste da África. A área selecionada para o estudo localiza-se na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul, com foco na localidade de Linha Edith, que fica a cerca de 3,5 km a oeste do centro da cidade de São Marcos (Figuras 1 e 2). O acesso à localidade é feito pela estrada que liga São Marcos à Antônio Prado, sendo o melhor acesso ao município de São Marcos pela BR-116, que corta a cidade no sentido Norte – Sul.

Esta região está inserida geograficamente na Bacia Hidrológica do Rio das Antas, no contexto geológico da Bacia do Paraná. Essas rochas vulcânicas estão inseridas estratigraficamente no Grupo São Bento, Formação Serra Geral, com datações radiométricas indicando idades do Cretáceo Inferior (130-135 Ma) (Figura 2).

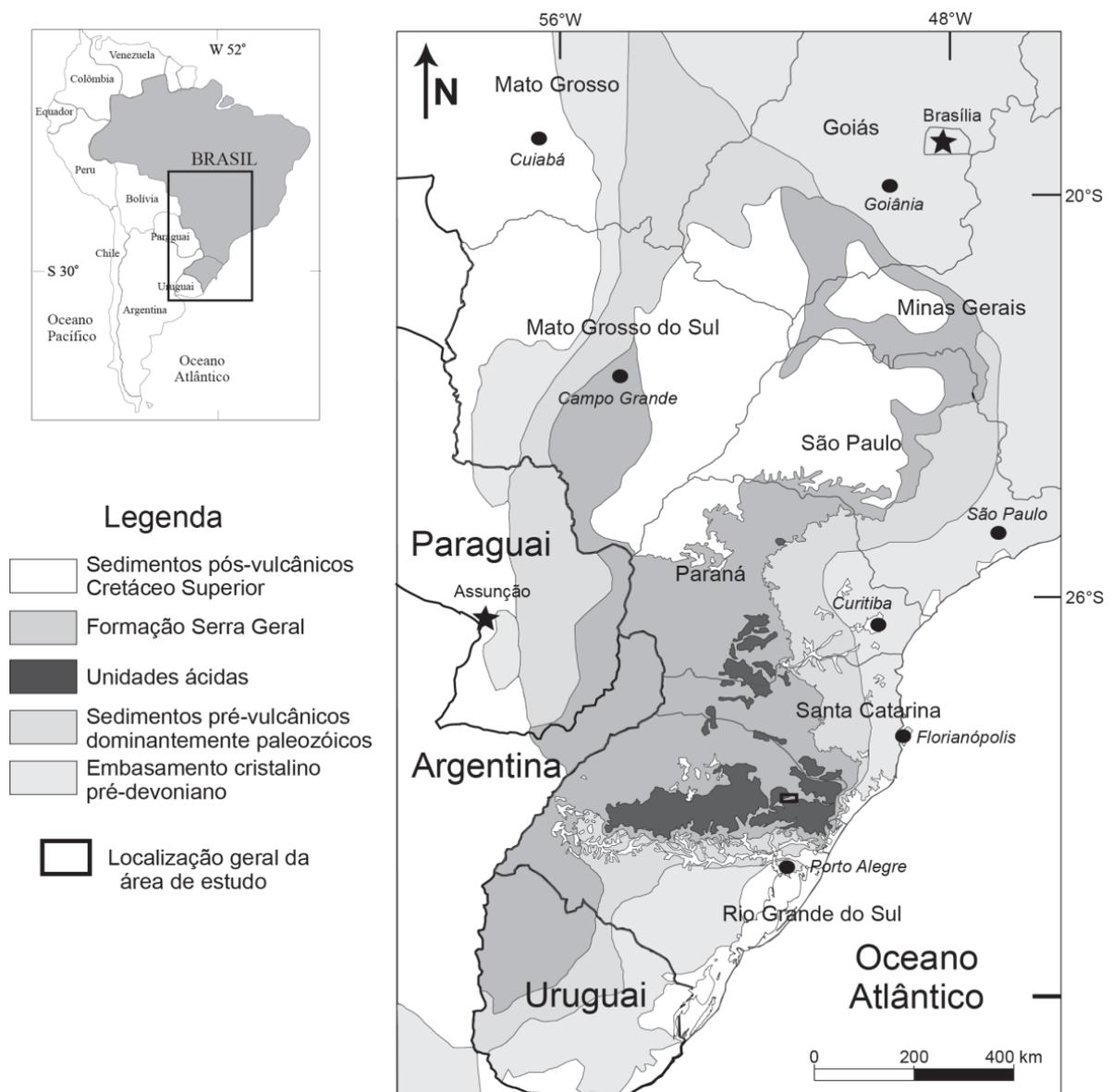


Figura 1. Mapa geológico da Bacia do Paraná com um retângulo indicando a localização geral da área estudada. Fonte: (RENNER, 2010)

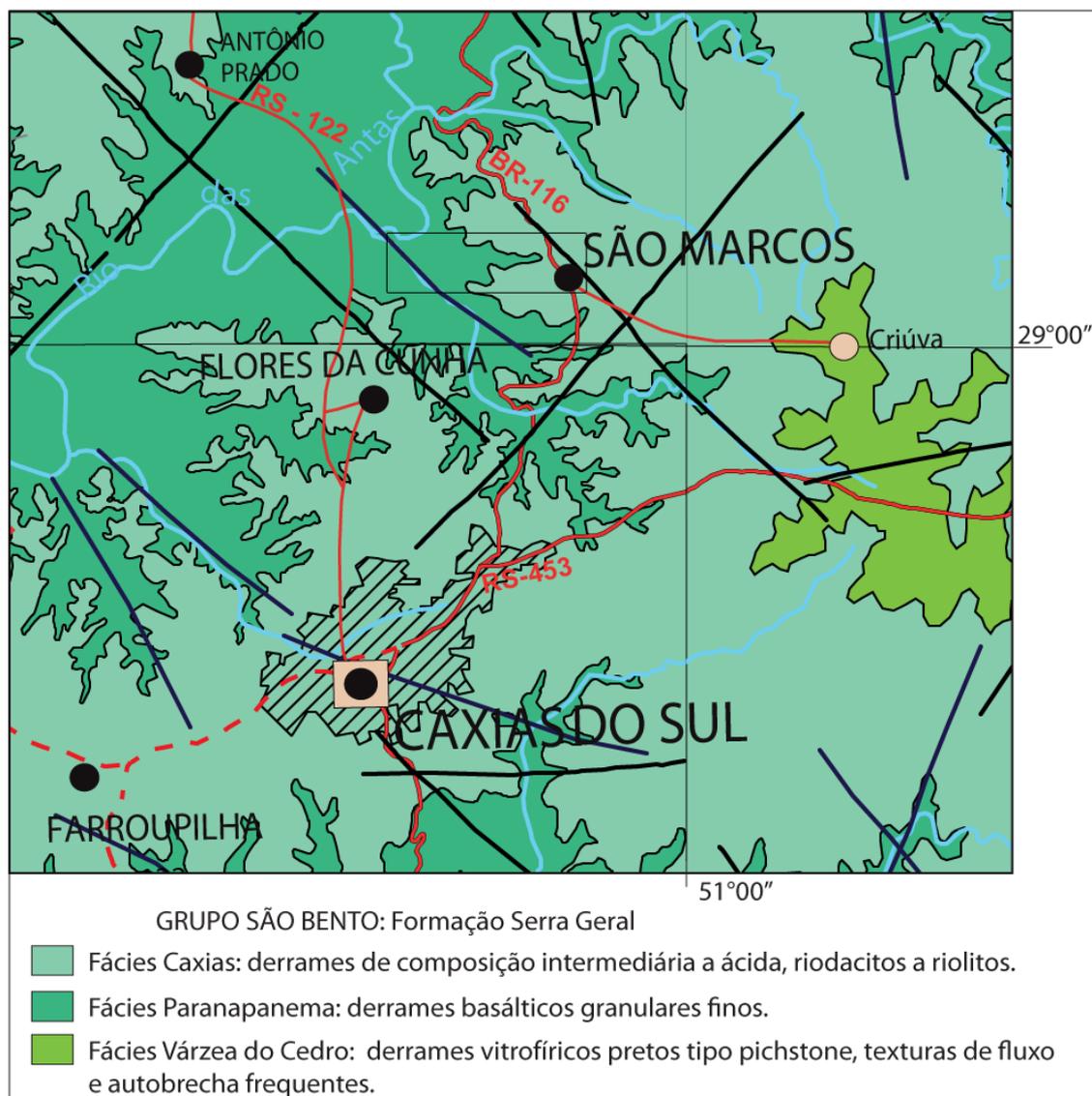


Figura 2. Mapa com a geologia geral da área e a localização de estudo indicada pelo retângulo.  
Fonte: CPRM, (2006).

Para o estabelecimento da estratigrafia e coleta de amostras para petrografia e geoquímica foi realizado trabalho de campo partindo de São Marcos em direção ao município de Antônio Prado (Figura 3), com levantamento de um perfil geológico detalhado.

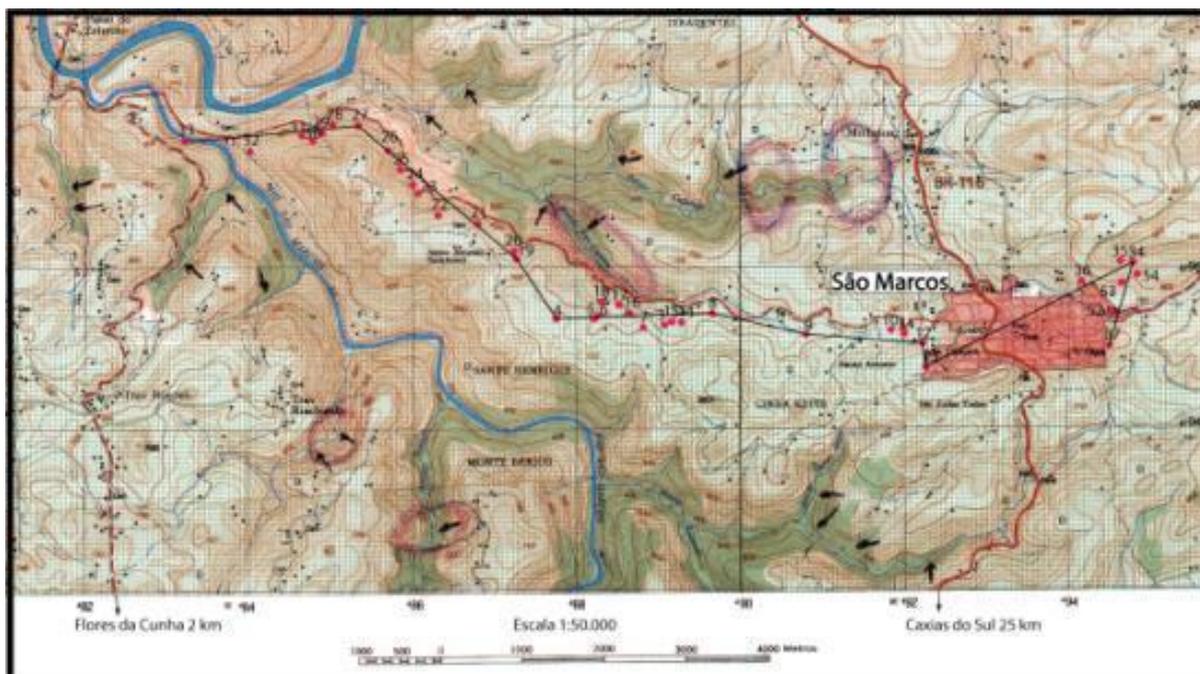


Figura 3. Folha de São Marcos com um traço preto que corresponde à área do levantamento do perfil e da amostragem. Fonte: FOLHA 1:50.000. SH.22-V-B-VI-4, MI-2936-4.

### 3.2 O VULCANISMO DA BACIA DO PARANÁ

As Províncias Basálticas Continentais (PBCs) resultam de grandes extravasamentos de lava, de afinidade toleítica, em períodos de tempo relativamente curtos (SELF; KESZTHELYI; THORDARSON, 1998), através de fissuras na crosta continental (COFFIN; ELDHOLM, 1994). A maior parte das PBCs foi formada durante os períodos Mesozóico e Cenozóico e sua gênese é em geral relacionada com a formação e fragmentação de supercontinentes. Uma nova abordagem na pesquisa das grandes Províncias Basálticas Continentais (PBC) considera estas sucessões vulcânicas como construídas por uma complexa arquitetura de fácies gerada por importantes modificações na taxa de efusão e alimentação magmática e na paleotopografia. Este vulcanismo está freqüentemente associado com rochas sedimentares preservando informações importantes sobre o paleoambiente e as condições físicas do vulcanismo (MOUNTNEY *et al.* 1999; JERRAM *et al.* 2000; ELLIS *et al.* 2002; WAICHEL *et al.* 2006, 2007, 2008).

### 3.2.1 Evolução da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma província geológica formada no Fanerozóico e situada no sudeste da Plataforma Sul-Americana. Constitui uma depressão de aproximadamente 1.600.000 km<sup>2</sup> alongada na direção NNE-SSW, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Zalán *et al.* (1987), classificaram esta bacia como do tipo flexural de interior cratônico, de natureza policíclica, com história geológica do Ordoviciano ao Cretáceo. Estruturalmente a Bacia do Paraná é dividida por grandes zonas de falhas, refletidas em anomalias geofísicas lineares e em rupturas de relevo, além de arqueamentos e flexuras (Figura 4).

Esta bacia abriga um imenso magmatismo do Jurássico Superior–Cretáceo Inferior, com o predomínio de rochas básicas (97,5%) em relação às ácidas (2,5%). Estas sucessões vulcânicas estão incluídas estratigraficamente na Formação Serra Geral e se estendem até a plataforma continental, constituindo o embasamento cratônico das bacias de Pelotas até Espírito Santo (CAINELLI; MOHRIAK, 1998).



Figura 4. Mapa pré-drift da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Legenda: 1. basaltos, 2. vulcânicas ácidas do tipo Chapecó, 3. vulcânicas ácidas do tipo Palmas, 4. diques, 5. área adjacente. Fonte: Milner *et al.* (1995), Stewart *et al.* (1996), Peate (1997) e Nardy (2002, 2008).

As unidades sedimentares que precedem o magmatismo da Formação Serra Geral compreendem os Grupos Tubarão, Passa Dois e os arenitos eólicos da Fm. Botucatu, do Grupo São Bento. Os depósitos do tipo marinho, lacustre e fluvial prevaleceram do Devoniano ao Paleozóico superior, passando então para arenitos tipicamente eólicos no final do desenvolvimento da Bacia do Paraná, do Jurássico ao Cretáceo, e que persistiram até pouco depois do início dos eventos

magmáticos que deram origem à Fm. Serra Geral, no Cretáceo inferior. A evolução ocorrida entre o Devoniano e o Jurássico é caracterizada por um decréscimo na taxa de sedimentação e mudança da condição marinha para continental e desértica acompanhada de movimentos de elevação de material que foram particularmente ativos pouco antes do início da atividade vulcânica.

Esta evolução da Bacia do Paraná foi dividida por Almeida (1981) em quatro etapas principais. As duas primeiras etapas compreendem a deposição de sedimentos em uma bacia de subsidência sinforme, onde cada etapa é caracterizada por um ciclo tectono-sedimentar completo de acordo com Sloss (1963). A terceira e a quarta etapas foram marcadas por movimentos de elevação e extrusão de enorme quantidade de rochas vulcânicas fazendo com que a bacia assumisse uma estrutura antiforme. As fases de evolução da bacia podem ser resumidas da seguinte forma:

A primeira etapa de evolução da bacia (Devoniano - Carbonífero Inf.) corresponde à deposição de sedimentos marinhos do Grupo Paraná. Esses sedimentos sofreram um importante controle deposicional pelos aulacógenos do embasamento, cuja reativação foi devida à formação dos arcos de Assunção e de Ponta Grossa, no final do Siluriano e no início do Devoniano (FÚLFARO *et al.*, 1982). A transição do Devoniano ao Carbonífero marca o fim da primeira fase, quando movimentos epirogenéticos e falhas são responsáveis pela geração de superfícies de erosão que formam uma das mais importantes descontinuidades estratigráficas na Bacia do Paraná.

A segunda etapa (Carbonífero Inf. - Meso Permiano Sup.) teve início com importantes movimentos tectônicos que originaram elevações e depressões localizadas. A maioria das estruturas tectônicas principais estava ativa durante a sedimentação, fazendo com que os sedimentos fossem rapidamente acumulados ao longo de uma direção preferencial N-NE, e sendo os aulacógenos importantes controladores tectônicos da sedimentação (FÚLFARO *et al.*, 1982). Estes depósitos são representados por sedimentos marinhos e continentais (Fm. Itararé: Grupo Tubarão), que foram submetidos à glaciação Permo-Carbonífera, e após foram seguidos por um período de relativa estabilidade tectônica, com subsidência moderada. A sedimentação inicial foi de natureza fluvial e deltaica, passando então para ambiente marinho plataformal e costeiro (Fms. Rio Bonito e

Palermo: Grupo Tubarão; Fm. Irati: Grupo Passa Dois). A partir da deposição da Fm. Rio Bonito, a sedimentação já não era controlada por estruturas de aulacógenos e ocorreu em toda a bacia do Paraná, fazendo com que ela adquirisse uma estrutura sinforme (FÚLFARO *et al.*, 1982). No Paleozóico superior ocorreu uma subsidência persistente fazendo com que as estruturas periféricas mais importantes se tornassem mais elevadas em relação às porções axiais da bacia. Estas condições permanecem até o final do Paleozóico, criando um importante ciclo sedimentar fluvial a deltaico (Fms. Corumbataí e Rio do Rastro: Grupo Passa Dois).

A terceira fase (Paleozóico tardio - Jurássico) corresponde a soerguimentos que promoveram notáveis processos de erosão e o desenvolvimento final de arcos com estruturas positivas alongadas tendendo à NW, que são características importantes da bacia. No mesozóico ocorreu uma relativa estabilidade tectônica onde a sedimentação era continental, correspondendo a arenitos fluviais e siltitos (Fm. Pirambóia). No início do Jurássico prevaleceram condições desérticas que acarretaram na deposição de arenitos eólicos (Fm. Botucatu) que ocorreram em toda a extensão da bacia do Paraná.

A quarta e final fase (Jurássico tardio - Cretáceo Inf.) começou com importantes eventos tectônicos (reativação do Wealdiano *sensu* Almeida, 1966) o que fez com que a bacia do Paraná assumisse uma estrutura antiforme (ALMEIDA, 1981). A tectônica extensional permitiu que ocorresse a manifestação de uma enorme quantidade de basaltos predominantemente toleíticos com escassas rochas vulcânicas ácidas associadas (Fm. Serra Geral). A ocorrência esporádica de intercalações de arenito Botucatu nos derrames basálticos iniciais indicam a persistência de condições desérticas após o início da atividade vulcânica.

Posteriormente Milani e Ramos (1998) apresentaram uma proposta estratigráfica para a evolução da bacia (Figura 5) e sugeriram um rifte precursor para o início da subsidência.

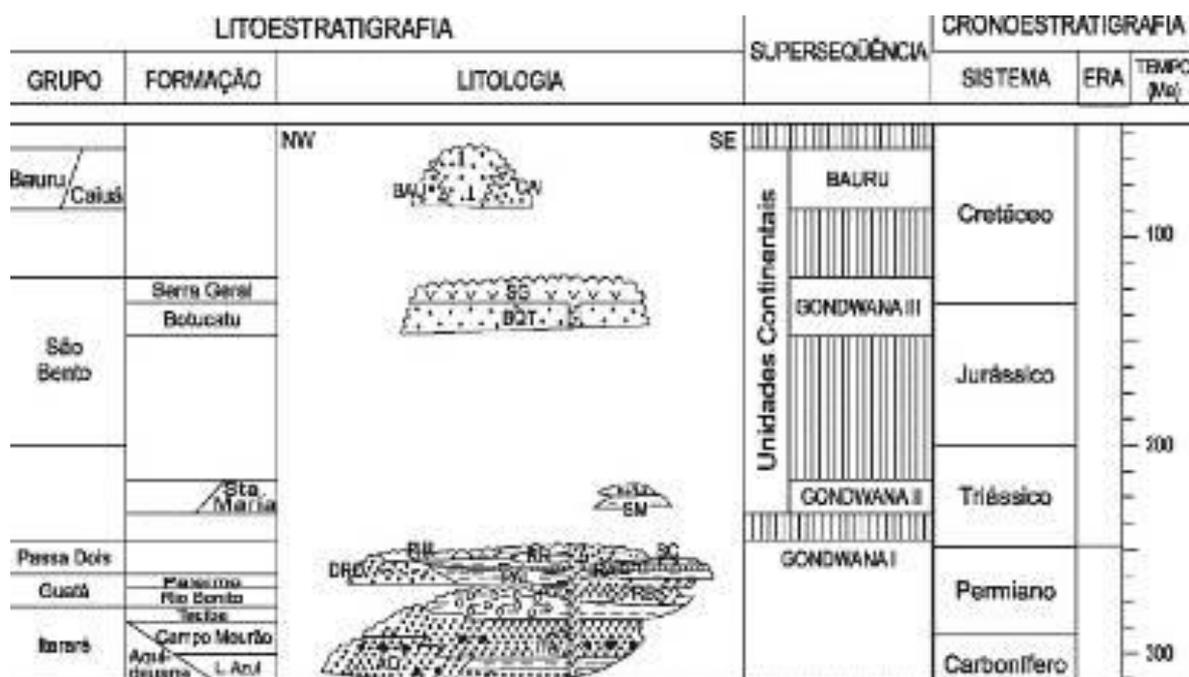


Figura 5. Intervalo Paleozóico-Mesozóico da estratigrafia da Bacia do Paraná. Fonte: Modificado de Milani e Ramos (1998).

### 3.2.2 Estruturação Tectônica

Em torno 860 Ma, diversos fragmentos mais antigos originados a partir do Supercontinente Rodínia, começaram a convergir, colidir, aglutinar, iniciando a formação do Supercontinente Gondwana. Esse fenômeno geotectônico é conhecido como Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano e se estendeu até cerca de 520 Ma.

Quando o ciclo Brasileiro cessou o Supercontinente Gondwana já estava formado, o território brasileiro entrou então em uma fase de estabilização que durou aproximadamente 300 Ma. Nesse tempo foram desenvolvidas amplas bacias sedimentares intracratônicas (Bacias do Paraná, Parnaíba e Amazônica) nas quais foram depositadas expressivas sucessões sedimentares.

No Período Cretáceo Inf. (140-120 Ma) o Supercontinente Gondwana começou a fragmentar-se, separando definitivamente a América do Sul, a África, a Antártida, a Índia e Austrália. Deste modo, o continente Sul-Americano e o continente Africano ficaram separados pelo oceano Atlântico.

### 3.2.3 O Magmatismo da Bacia do Paraná

A Província Basáltica Paraná-Etendeka é uma das maiores Províncias Basálticas Continentais do planeta, e sua origem está vinculada à fragmentação do Gondwana e à abertura da porção sul do oceano Atlântico, em um dos eventos de maior escala já ocorridos. Os derrames chegaram até a superfície através de fraturas muito profundas na crosta, originadas durante este evento. Em relação à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (América do Sul), a maioria dos autores cita uma extensão de 1.200.000 km<sup>2</sup> (MAACK, 1952) e um volume de aproximadamente 800.000 km<sup>3</sup>. Frank *et al.* (2009) revisaram estes dados e sugerem uma área de 917.000 km<sup>2</sup> (+- 15.000 km<sup>2</sup>) e um volume das rochas extrusivas de pelo menos 450.000 km<sup>3</sup> que aliado a volume de corpos intrusivos atinge cerca de 112.000 km<sup>3</sup>. A espessura máxima das sucessões vulcânicas atinge 1.700 m no centro da bacia (MILANI, 1997). Hoje 10% da PBC do Paraná-Etendeka encontra-se em Etendeka (Namíbia), na África. Na época de sua formação, no entanto, as duas formavam uma única província magmática (Figura 4).

O magmatismo da Bacia do Paraná possui expressivos afloramentos nos estados do sul do Brasil, principalmente no Parque Nacional dos Aparados da Serra (WILDNER *et al.*, 2004), no litoral de Torres (RS), nas cataratas de Iguazu (PR) e nas diversas estradas que cortam as escarpas do planalto gaúcho e catarinense.

### 3.2.4 As Rochas Intrusivas da Formação Serra Geral

Um grande número de intrusões é encontrado em toda a Bacia do Paraná, ocorrendo em forma de diques e soleiras. Os diques se formaram com a penetração do magma ao longo de fendas e as soleiras quando o magma intrudia os sedimentos e depositava-se entre camadas sedimentares. A grande maioria dos sills e diques são constituídos por rochas básicas com altos teores de titânio e estão localizados mais ao norte da bacia. Os diques possuem um alinhamento preferencial na direção NW - SE e distribuem-se desde a região da costa Atlântica até as bordas dos derrames da Província Mágica do Paraná, cortando tanto o

embasamento cristalino da bacia, como também as suas rochas sedimentares. Os enxames de diques principais são o do Arco de Ponta Grossa, que possui continuação na Namíbia, e na Serra do Mar, ocorrendo principalmente nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Figura 4). Associam-se também potentes sills de diabásio encaixados preferencialmente nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, comuns nos estados de São Paulo e Paraná. Esse vulcanismo fissural foi acompanhado por um importante centro magmático de natureza alcalina ocorrendo principalmente na região NO da bacia do Paraná. (ALMEIDA, 2004).

### 3.2.5 O Vulcanismo da Formação Serra Geral

Um extenso evento vulcânico de natureza fissural ocupou aproximadamente 75% da Bacia do Paraná, sendo esses derrames principalmente de natureza básica (97,5%) e subordinadamente ácidas efusivas (2,5%), com litotipos intermediários muito pouco abundantes.

As lavas ácidas e intermediárias concentram-se no topo da pilha estratigráfica na porção sul da Bacia do Paraná, podendo atingir cerca de 400 metros de espessura (PICCIRILLO; MELFI, 1988), recobrando as rochas basálticas que ocorrem no sul do Brasil e no Uruguai, e eventualmente ocorrendo intercaladas com elas (CARNEIRO; ALMEIDA, 1990).

Dentre essas foram reconhecidas, ainda em escala de afloramento, três unidades litológicas distintas de rochas vulcânicas na Fm. Serra Geral da Bacia do Paraná, (NARDY *et al*, 2002) são elas:

- **Unidade Básica Inferior**, que engloba basaltos e andesitos toleíticos negros, subfaneríticos, maciços ou vesiculares;
- **Membro Palmas**, que engloba riodacitos e riolitos “afíricos” (granular muito fino sem fenocristais) com textura “sal-e-pimenta” e matriz granofírica;
- **Membro Chapecó**, que engloba quartzo latitos e riolitos porfíricos com textura granofírica.

A Unidade Básica Inferior assenta-se diretamente sobre os arenitos eólicos da Fm. Botucatu e representa a porção mais expressiva de derrames, 97,5% do vulcanismo da Bacia do Paraná. As unidades ácidas sobrepõem-se aos basaltos da unidade básica inferior com contatos concordantes e abruptos, representando

2,5% do volume de magmatismo, sendo o Membro Palmas mais expressivo (2% em área) em relação ao Membro Chapecó (0,5% em área). Na região central da bacia foi identificado o contato entre as unidades ácidas, onde o tipo Chapecó estava sobreposto ao tipo Palmas (NARDY *et al.*, 2002, 2008).

### 3.2.6 Dados Radiométricos

As primeiras datações radiométricas efetuadas na Bacia do Paraná (CREER; MILLER; SMITH, 1965; AMARAL *et al.*, 1966; MELFI, 1967; SARTORI; FILHO; MENEGOTTO, 1975; CORDANI *et al.*, 1980; MANTOVANI; CORDANI; ROISENBERG, 1985; MANTOVANI *et al.* 1985; PICCIRILLO *et al.*, 1987, 1988; ROCHA-CAMPOS; SANTOS; CANUTO, 1988) demonstram que o vulcanismo ocorreu entre 140 e 120 Ma. Dados radiométricos mais atuais (BASKI; FOLDOR; FERRAR, 1991; RENNE *et al.*, 1992; TURNER *et al.*, 1994; STEWART *et al.*, 1996) possibilitam identificar um intervalo da ordem de 10 Ma de anos para o magmatismo na Bacia do Paraná, com idades entre 138 e 128 Ma, decrescentes de noroeste para sudeste. Esses estudos apontam, ainda, variações da ordem de 1 Ma da base até o topo da pilha em vários perfis da bacia.

### 3.2.7 A Classificação das Rochas Vulcânicas

A presença das rochas vulcânicas ácidas na Província Magmática do Paraná é uma descoberta bastante recente, a princípio acreditava-se que elas eram composicionalmente homogêneas (LEINZ, 1949; CORDANI; VANDOROS, 1967), porém atualmente já são reconhecidos diferentes litotipos, como basaltos toleíticos, andesitos toleíticos e riodacitos-riolitos. Estando as rochas ácidas confinadas à margem continental (BELLIENI *et al.*, 1986) e se localizando estratigraficamente acima das rochas de composição básica. Diferentes autores conseguiram separar e classificar essas rochas a partir de diferentes critérios, como critérios mineralógicos e petrográficos (PICCIRILLO; MELFI, 1988; NARDY *et al.*, 2002) e compartimentação litogeoquímica (BELLIENI *et al.*, 1983, 1984a, 1984b, 1986; MANTOVANI; CORDANI; ROISENBERG, 1985; MANTOVANI *et al.*, 1985; PICCIRILLO *et al.*, 1987, 1988; MARQUES *et al.*, 1989; PEATE;

HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1992; PEATE., *et al* 1997; GARLAND *et al.*, 1995; NARDY *et al.*, 2008).

### 3.2.8 Aspectos Petrográficos

Os seguintes aspectos petrográficos foram compilados de Piccirillo e Melfi (1988) e de Nardy *et al.* (2002, 2008).

As rochas basálticas geralmente apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais.

As rochas intermediárias contêm fenocristais e/ou microfenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita e titanomagnetita, em matriz composta por plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita, ilmenita e quartzo.

As rochas ácidas possuem marcantes diferenças petrográficas e texturais que permitem a sua distinção em campo, como a textura porfirítica das ácidas tipo Palmas e “afríca” das ácidas tipo Chapecó.

As vulcânicas ácidas do tipo Chapecó variam de fortemente a fracamente porfirítica, contendo fenocristais de plagioclásio (dimensões de até 20 mm) que podem constituir até 30% do volume da rocha, além de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita.

As rochas ácidas do tipo Palmas são pouco porfiríticas atingindo um aspecto afírico, constatando-se ao microscópio geralmente microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, ortopiroxênio e titanomagnetita, ocorrendo por vezes *pitchstones*. A matriz de ambos os tipos é geralmente composta de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênios, titanomagnetita e ilmenita.

### 3.2.9 Geoquímica do Vulcanismo da Bacia do Paraná

O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná é bimodal, representado por termos de composição básica e ácida, separados entre si por uma lacuna no intervalo de concentração de SiO<sub>2</sub> que vai de 59% a 63% que, de grosso modo, corresponde ao campo das rochas intermediárias.

Estudos geoquímicos mostraram que os basaltos e andesi-basaltos toleíticos podem ser agrupados em dois grandes conjuntos, que se distinguem pelos teores de titânio (BELLIENI *et al.*, 1983, 1984a, 1984b; MANTOVANI; CORDANI; ROISENBERG, 1985; MANTOVANI *et al.*, 1985; PICCIRILLO *et al.*, 1988; MARQUES *et al.*, 1989). Foi feita também uma investigação das rochas ácidas, que permitiu verificar que os dois grupos com características petrográficas distintas, possuem marcantes diferenças litogeoquímicas. As rochas do tipo Chapecó são mais enriquecidas em Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K e empobrecidas em Rb, Th e U em comparação com as do tipo Palmas. O forte enriquecimento de alguns elementos traços (Nb=2,58) aponta para fontes magmáticas distintas, e de processos de contaminação crustal evidenciados pelas relações Rb/Ba (de 0,27 a 0,31 para as do tipo Palmas e de 0,09 a 0,11 para as do tipo Chapecó). Esses dados permitem reconhecer cinco subgrupos distintos de rochas do tipo Palmas, denominados de Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi (PEATE *et al.*, 1997), Clevelândia e Jacuí e outros três subgrupos de rochas do tipo Chapecó, denominados de Ourinhos, Guarapuava (PEATE *et al.*, 1997) e Tamarana, que parecem estar fortemente condicionadas às suas distribuições espaciais. As diferentes seções colunares dessas rochas parecem indicar que os vários tipos e subtipos de rochas vulcânicas ácidas correspondem a diferentes magmas-tipo e a unidades estratigráficas diacrônicas (NARDY *et al.*, 2008).

### **3.2.10 O Membro Palmas**

As rochas ácidas do tipo Palmas recobrem uma área total de 57.000 km<sup>2</sup> e distribuem-se a partir do Riu Iguaçu em direção ao sul, constituindo onze platôs distintos, estando três deles presentes na região central da bacia, e oito na região sul (ALMEIDA, 2004).

De acordo com Nardy *et al.* (2002, 2008), as rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas correspondem a riolitos e riodacitos de natureza afírica, e são caracterizadas pela coloração cinza clara, às vezes adquirindo tonalidade vermelho-acastanhada, textura hipo a holohialina com marcante aspecto estrutural “sal-e-pimenta”. Sua mineralogia essencial é de microfenocristais

(granulação inferior a 0,2 mm) de plagioclásio (labradorita, composição média  $An_{55}$ ), podendo constituir até 16% do volume total da rocha, 11% de augita, 3% de pigeonita, 5% de magnetita e menos de 1% de apatita. Esses cristais exibem muitas vezes estruturas de resfriamento rápido, desenvolvendo formas esqueléticas, aciculares, ocas ou terminações em forma de cúspide. A matriz é composta por material hipocristalino, que atinge em média 63% do volume da rocha, de coloração castanha escura, levemente birrefringente, caracterizado pelo intenso intercrescimento de micrólitos de quartzo e feldspato alcalino na forma de textura granofírica, que envolve por completo as fases cristalinas. Quando holohialinas (*pitchstones*), essas rochas mostram coloração negra e fratura conchoidal proeminente. Entretanto, devido à sua natureza amorfa, alteram-se com muita facilidade e, assim, na maioria dos afloramentos, encontram-se totalmente intemperizadas, com coloração acastanhada, lembrando depósitos de natureza sedimentar, salpicados de vesículas e amígdalas com até 10 mm de comprimento, normalmente preenchidas por quartzo. O aspecto estrutural mais marcante destas rochas em escala de afloramento é o acamamento ígneo, que se mostra proeminente, em especial, nas porções mais superiores das seqüências vulcânicas.

### 3.2.10.1 Coluna Estratigráfica Ideal para as Rochas Ácidas tipo Palmas

Nardy *et al.* (2002), de acordo com exemplo realizado por Milner, Duncan e Ewart (1992) nas rochas da Namíbia, estabeleceram uma coluna estratigráfica ideal para as rochas ácidas da Fm. Serra Geral. Para as seqüências de rochas vulcânicas do tipo Palmas foram reconhecidos 3 níveis distintos, conforme descritos abaixo e representados na Figura 6.

#### **Porção Basal:**

Corresponde a uma seção inexpressiva de brechas autoclásticas com até 5 m de espessura, onde são observados clastos angulosos, maciços e fortemente vesiculados, soldados por material vítreo também de composição ácida. Essa porção de rochas se encontra em contato concordante com os basaltos da

unidade básica inferior, porém é pouco observada, e quando identificada encontra-se em adiantado estágio de alteração. Também se encontram veios ou cavidades com até 10 cm de largura ou diâmetro, preenchidas por quartzo, zeólitas, ou calcita.

### **Porção Central ou Principal:**

Representa pelo menos 80% da seqüência vulcânica deste tipo de rocha, correspondendo à porção mais bem preservada e mais observada nos platôs de rochas do tipo Palmas.

Caracteriza-se por rochas afíricas, com matriz granofírica, no qual o acamamento ígneo, gerado por fluxo laminar é a estrutura mais proeminente. Próximo da porção mais basal, esta estrutura apresenta-se fina, com espessuras de até 20 cm, com atitude horizontal, bastante fraturada, que imprime ao afloramento aspecto de uma seqüência de lajes delgadas, empilhadas uma sobre as outras, que pode atingir até 8 m de espessura.

À medida que se afasta da zona basal, as rochas ácidas do tipo Palmas tornam-se maciças com acamamento ígneo pouco desenvolvido, predominantemente de atitude horizontal, onde camadas com até 2 m de espessura adquirem certa persistência lateral, de até alguns quilômetros. Nesta zona estrutural e texturalmente monótona, pode-se observar também, diaclasamento vertical. Todo este pacote pode atingir 50 m de espessura.

Conforme se aproxima da zona de topo, o acamamento ígneo vai progressivamente tornando-se mais fino, chegando a um máximo de 20 cm de espessura, a exemplo do que ocorre na zona próxima do contato com a porção basal, e começa a assumir um padrão ondulado, formando em escala de afloramento, verdadeiros sinclinais e anticlinais. Seções delgadas de rochas provenientes dessa região mostram diminutos cristais de plagioclásio alinhados segundo a direção de fluxo, caracterizando textura pilotaxítica.

### **Porção superior:**

Esta porção é caracterizada pela presença de *pitchstones* ou obsidianas de coloração negra, com fratura conchoidal proeminente e linhas de fluxo de até 1 cm de espessura, de cor marrom, com atitude variada. Seções delgadas dessas rochas mostram a presença de esferulitos quartzo-feldspáticos e textura perlítica.

Constituem corpos lenticulares ou tabulares intercalados às variedades hipo-hialinas e afíricas, e podem atingir até 10 m de espessura, normalmente encerrando a sequência de natureza ácida. Este litotipo possui composição química semelhante às hipo-hialinas, sendo, porém, observado um enriquecimento mais acentuado em SiO<sub>2</sub> (até 72% em peso).

Não é rara a presença de derrames básicos sobrepondo-se à sequência ácida e não ultrapassando 20 m.

Próximas ao topo e à base das sequências também podem ser encontradas rochas de natureza intermediária (andesitos toleíticos).

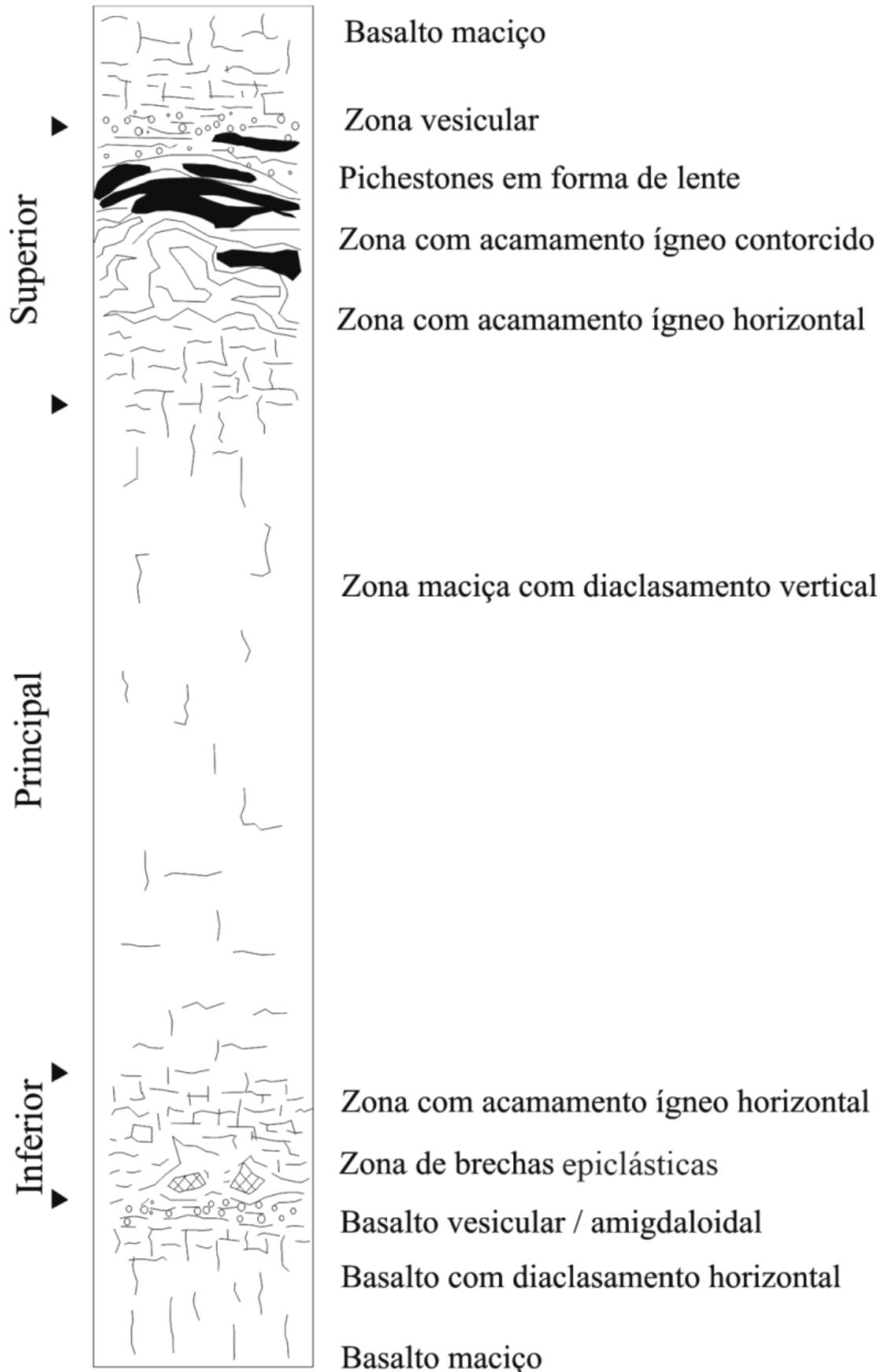


Figura 6. Litoestratigrafia das seqüências vulcânicas ácidas do Tipo Palmas. Fonte: (NARDY *et al.* 2002; 2008).

### 3.2.10.2 Geoquímica das rochas ácidas do tipo Palmas

Estudos prévios de Bellieni *et al.* (1986), Peate, Hawkesworth e Mantovani, (1992) e Garland *et al.* (1995) sobre a geoquímica das rochas ácidas do tipo Palmas revelaram que elas não são homogêneas. Foram reconhecidos dois grandes grupos. Um deles, baixo em Ti ( $\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$ ), é formado por dois subgrupos, ou subtipos, distintos, denominados Santa Maria ( $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,21\%$ ) e Clevelândia ( $0,21\% < \text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,23\%$ ). O subgrupo Santa Maria, definido por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992), cobre área aproximada de 12.300 km<sup>2</sup> distribuída de forma praticamente contínua na porção centro-oeste do Estado do Rio Grande do Sul, entre as cidades de Santiago e Soledade, com espessuras variando, respectivamente, entre 150 m e 450 m, resultando 4.500 km<sup>3</sup> de lavas.

O outro subgrupo, Clevelândia, ocorre em um platô de 4.087 km<sup>2</sup>, que se estende das proximidades de General Carneiro até Clevelândia, ao sul do Estado do Paraná. Apresenta espessura média de 150 m e volume da ordem de 613 km<sup>3</sup>.

O grupo alto em Ti ( $\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$ ) é representado por três subgrupos, ou subtipos, denominados Caxias do Sul ( $0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$  e  $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$ ), Anita Garibaldi ( $1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$  e  $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$ ) e Jacuí ( $1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$  e  $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$ ). O subtipo Caxias do Sul foi inicialmente reconhecido por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992) e recobre uma área total de 16.000 km<sup>2</sup> e ocupa volume de 4.832 km<sup>3</sup>, sendo observado em cinco platôs distintos denominados de Serra da Farofa (1.384 km<sup>2</sup> e 304 km<sup>3</sup>), São Joaquim (580 km<sup>2</sup> e 230 km<sup>3</sup>), Bento Gonçalves, (8.929 km<sup>2</sup> e 2.257 km<sup>3</sup>), Antônio Prado (1.133 km<sup>2</sup> e 453 km<sup>3</sup>) e Nova Prata (3.974 km<sup>2</sup> e 1.588 km<sup>3</sup>). O subtipo Anita Garibaldi, individualizado por Garland *et al.* (1995), cobre área de 4.486 km<sup>2</sup> e ocupa volume de 1.008 km<sup>3</sup>. Ele está representado por cinco platôs distintos, distribuídos pelos estados do Paraná (Bituruna, 716 km<sup>2</sup> e 84 km<sup>3</sup>), Santa Catarina (Matos Costa, 241 km<sup>2</sup> e 42 km<sup>3</sup>; Machadinho, 366 km<sup>2</sup> e 99 km<sup>3</sup>; Anita Garibaldi, 246 km<sup>2</sup> e 54 km<sup>3</sup>) e Rio Grande do Sul (o maior de todos, Bom Jesus, 2.917 km<sup>2</sup> e 729 km<sup>3</sup>). Por fim, o subtipo Jacuí, que recobre área aproximada de 3.451 km<sup>2</sup>, com um volume de 1.058 km<sup>3</sup>, que se estende por três regiões distintas no estado do Rio Grande do Sul (Flores da Cunha, 961 km<sup>2</sup> e

398 km<sup>3</sup>; Veranópolis, 1.326 km<sup>2</sup> e 544 km<sup>3</sup>; Salto do Jacuí, 1.164 km<sup>2</sup> e 116 km<sup>3</sup>).

Além de ocorrerem em diversas regiões na Bacia do Paraná, essas rochas apresentam pequenas diferenças em suas composições geoquímicas. De acordo com Nardy *et al.*, (2008) cada um dos subtipos definem *trends* distintos entre si, mostrando, inclusive, que para uma mesma concentração de sílica há patamares diferentes nas concentrações de Cu, Ti, P e Zr, e que, além disso, esses diagramas demonstram que o grupo baixo em Ti é mais enriquecido em sílica (69,56% a 70,28%) que aquele com alto Ti, exibindo, por sua vez, um intervalo de variação de SiO<sub>2</sub> bem maior, de 63,83% a 69,56%. Nardy *et al.*, (2008) também sugere que essas diferenças geoquímicas evidenciadas pelos diagramas de variação química não são devidas a graus de evolução distintos, por exemplo, produzidos por um processo de cristalização fracionada a partir de um mesmo magma parental.

Considerando as composições químicas médias de cada um dos subgrupos de rochas representadas em um diagrama de concentrações de elementos traços relativas ao manto primordial de Sun e McDonough (1989), nota-se que elas possuem um mesmo padrão de distribuição, com fortes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti, e positiva de K.

O grupo com baixo Ti, representado pelos subgrupos Santa Maria e Clevelândia, é o que contém maiores concentrações de elementos traços incompatíveis, com exceção do Sr, P e Ti, em relação àquele com baixo Ti. Por outro lado o grupo com alto Ti apresenta uma maior relação La/Lu (6,99) do que aquele com baixo Ti (5,88). Neste último grupo, as rochas do subtipo Clevelândia apresentam concentrações levemente inferiores de Th, U, Ti, Yb e Lu em comparação àquelas do subtipo Santa Maria.

No grupo com alto Ti, as rochas do subgrupo Anita são as mais enriquecidas em Nb, La, Ce, P, Nd, Zr, Sm, Eu, Ti, Y, Yb e Lu em relação aos subtipos Jacuí e Caxias, que, por sua vez, contêm mais Ba, Th U e K que as primeiras. Além disso, as rochas do subtipo Jacuí mostram, no geral, concentrações relativas intermediárias entre aquelas dos demais subtipos.

Porém, as rochas do subtipo Jacuí são as que exibem maior enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados ( $La/Lu=7,41$ ), quando comparado aos subtipos Anita (7,09) e Caxias (7,04).

### 3.2.11 Origem dos Vulcanitos Ácidos: lavas ácidas ou fluxos piroclásticos de alta temperatura?

Extensos campos de lavas ácidas e/ou reognimbritos têm sido identificados em diversas províncias ígneas de idade Mesozóica e Cenozóica (Bacia do Paraná – ROISEMBERG, 1989; NARDY *et al*, 2002, 2008; UMANN *et al*, 2001) Trans-Pecos Texas (HENRY *et al.*, 1989) Snake River Plain, Idaho (EKREN; MCINTYRE; BENNETT, 1984), Huab, Namíbia (MILNER; DUNCAN; EWART, 1992). Estes riolitos, gerados por extensão continental ou por plumas, associam-se a imensos volumes de basaltos toleíticos, caracterizando este vulcanismo como províncias magmáticas continentais de natureza bimodal. De acordo com Henry e Wolff (1992) as temperaturas destas manifestações ácidas são bastante elevadas ( $900-1100^{\circ} \text{C}$ ) quando comparadas as obtidas em equivalentes cálcico-alcálicos. Outras atipicidades, como os grandes volumes, a grande extensão, a pequena relação de aspecto [1] e o volume reduzido de brechação distanciam a compreensão do comportamento destes fluxos com os postulados para fluxos ácidos convencionais. As dificuldades de se estabelecer em campo critérios definitivos quanto à colocação destes fluxos como lavas ou reognimbritos têm determinado a formatação de diversas hipóteses sobre esta questão. A possibilidade de fluxos piroclásticos, com pouco conteúdo de voláteis e gerados por baixas colunas de erupção, reter calor suficiente para facilitar a coalescência dos piroclastos e a cristalização primária dificultam distingui-los de lavas ácidas. Henry e Wolff (1992) propõem quatro critérios para distinguir

- 
- [1] **high-aspect-ratio ignimbrite (HARI)** –camada do fluxo que possui um valor médio entre a razão da espessura (V) em relação a sua extensão lateral (H) de  $10^{-2}$  até  $10^{-3}$  (0,01 até 0,001). H é considerado como o diâmetro de um círculo com uma área de superfície igual aquela do fluxo).
  - **low-aspect-ratio ignimbrite (LARI)** camada do fluxo que possui um valor médio entre a razão da espessura (V) em relação a sua extensão lateral de  $10^{-4}$  até  $10^{-5}$  (0,0001 até 0,00001).

ignimbritos fortemente reomórficos de lavas ácidas, que em ordem decrescente de importância são:

- a) características dos depósitos basais;
- b) natureza das porções distais dos fluxos;
- c) as relações das unidades com a topografia pré-existente;
- d) e o tipo de fonte.

Nas porções basais são mais bem preservadas as feições primárias dos fluxos, pois estas resfriam imediatamente contra o substrato. Brechas basais ou vitrófiros maciços são comuns em lavas ácidas ao passo que fragmentos piroclásticos são freqüentemente preservados na base de reoignimbritos. As margens das lavas são mais espessas do que as dos fluxos piroclásticos de alta temperatura e estes, ao contrário dos derrames, podem superar barreiras topográficas. As lavas predominantemente têm fissuras como fonte de alimentação, enquanto reoignimbritos são gerados a partir de calderas.

Neste contexto podemos incluir a investigação dos vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná. Tentativas de correlações estratigráficas entre as unidades vulcânicas ácidas da América do Sul e da África foram realizadas por Milner *et al.* (1995), que propuseram uma organização estratigráfica do tipo Palmas em sete unidades definidas como de A até G.

Uma questão ainda polêmica, que será tratada no presente trabalho, refere-se à origem e colocação dos vulcanitos ácidos da Formação Serra Geral e que pode ser estendida para do Grupo Etendeka. Essa porção ácida da Bacia do Paraná foi gerada a partir de fluxos de alta temperatura ( $1030^{\circ} \pm 38^{\circ}\text{C}$ , BELLINI *et al.*, 1984;  $1000-1100^{\circ}\text{C}$ , MILNER; DUNCAN; EWART, 1992) e diferentes interpretações são apresentadas para explicar a colocação destes fluxos ácidos como lavas (COMIN-CHIARAMONTI, 1988; BELLINI *et al.*, 1986; HENRY; WOLFF, 1992; UMANN, *et al.*, 2001; LUCHETTI, 2010, JANASI, 2010) ou como fluxos piroclásticos de alta temperatura (PETRINI *et al.*, 1989; WHITTINGHAM, 1989; ROISEMBERG, 1989; MILNER; DUNCAN; EWART, 1992; MILNER *et al.*, 1995; ROISEMBERG; VIERO, 2000).

Os fluxos piroclásticos convencionais apresentam texturas e estruturas que geralmente são suficientemente distintas para separá-los de lavas intermediárias a ácidas. As diferenças tornam-se mais sutis para distinguir-se lavas ácidas de alta temperatura de tufos reomórficos de alta temperatura e de ignimbritos do tipo *lava-like* (UMANN *et al.*, 2001).

Conceitualmente, lavas ácidas com ampla extensão areal (riolitos de platô) representam fluxos coerentes (não-particulados) originados por uma efusão contínua ou por *fire fountaining*. Tufos soldados reomórficos ou reoignimbritos, de acordo com Wolff e Wright (1981), representam fluxos particulados, com grãos sustentados por gases, soldados *in situ* e posteriormente deslocados como um fluxo secundário, viscoso e coerente (não-particulado). Ignimbritos do tipo *lava-like* segundo Henry *et al.* (1989) são gerados por fracas explosões em baixas colunas de erupção, onde a deformação e soldagem da fração particulada ocorre durante o fluxo primário (*within-flow agglutination*).

Umann *et al.* (2001) fizeram uma revisão sobre essa discussão, e encontraram evidências que apontam para uma origem de fluxo de lavas. A distinção encontrada por eles entre fluxos de lava ácida de alta temperatura e de fluxos piroclásticos de alta temperatura fundamenta-se nos seguintes aspectos:

- As unidades ácidas apresentam uma ciclicidade e homogeneidade de estratigrafia que é coerente com fluxos de lavas. É notada também a ausência de texturas piroclásticas na base dos fluxos e presença de auto-brechas típicas de derrames.

- As mudanças na textura, tanto lateral quanto verticalmente, que são típicas de fluxo piroclástico também não foram identificadas.

- As unidades vulcânicas ácidas formam camadas tabulares espessas sem grandes variações de espessura, que é uma característica típica de derrames.

- O fato de os derrames apresentarem ampla extensão lateral não pode ser um dado inequívoco de fluxo piroclástico, pois há dados na literatura que apontam para a existência de derrames de alta temperatura com ampla extensão areal, ainda mais quando se trata de topografias suaves e aplainadas, que é o caso da Fm. Serra Geral.

- O grande volume de vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná (150.000 km<sup>2</sup>, com até 400 m de espessura) pode ser relacionado a grandes derrames ácidos vinculados às erupções fissurais.

- Em análise petrográfica foram identificados microfenocristais máficos e félsicos, subédricos a euédricos, e não foram observados litoclastos, cristaloclastos, *shards* e púmice. Na Província Paraná-Etendeka foram identificados raros púmice, porém isso não pode ser assumido como diagnóstico de depósito piroclástico.

De acordo com os autores as rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná podem ser entendidas como sucessivos derrames de lavas ácidas de alta temperatura, que podem ter atingido distâncias de até 50 a 60 km, não sendo descartada a presença de rochas piroclásticas, estando estas volumetricamente subordinadas ao fluxo de lavas.

#### 4. METODOLOGIA E TÉCNICAS

A metodologia utilizada para o desenvolvimento deste trabalho foi dividida em três etapas, abrangendo diferentes linhas de trabalho:

A etapa inicial ou etapa pré-campo, onde foi realizado um levantamento bibliográfico da área de estudo, a seleção de mapas, análise de fotografias aéreas e imagens de terreno do Google maps da região para identificar as principais estruturas e as prováveis áreas aflorantes.

A etapa de campo consistiu a coleta de dados estratigráficos, reconhecimento de estruturas magmáticas e tectônicas, obtenção de medidas estruturais, confecção de croquis e coleta de amostras de rochas para análise petrográfica, geoquímica e de caracterização tecnológica.

A etapa de laboratório compreendeu a utilização de técnicas analíticas para a caracterização das amostras coletadas na etapa de campo, que foram descritas macroscopicamente e microscopicamente, para então serem selecionadas amostras para análises químicas dos elementos maiores, traços e ETR e ensaios tecnológicos (Figura 7).

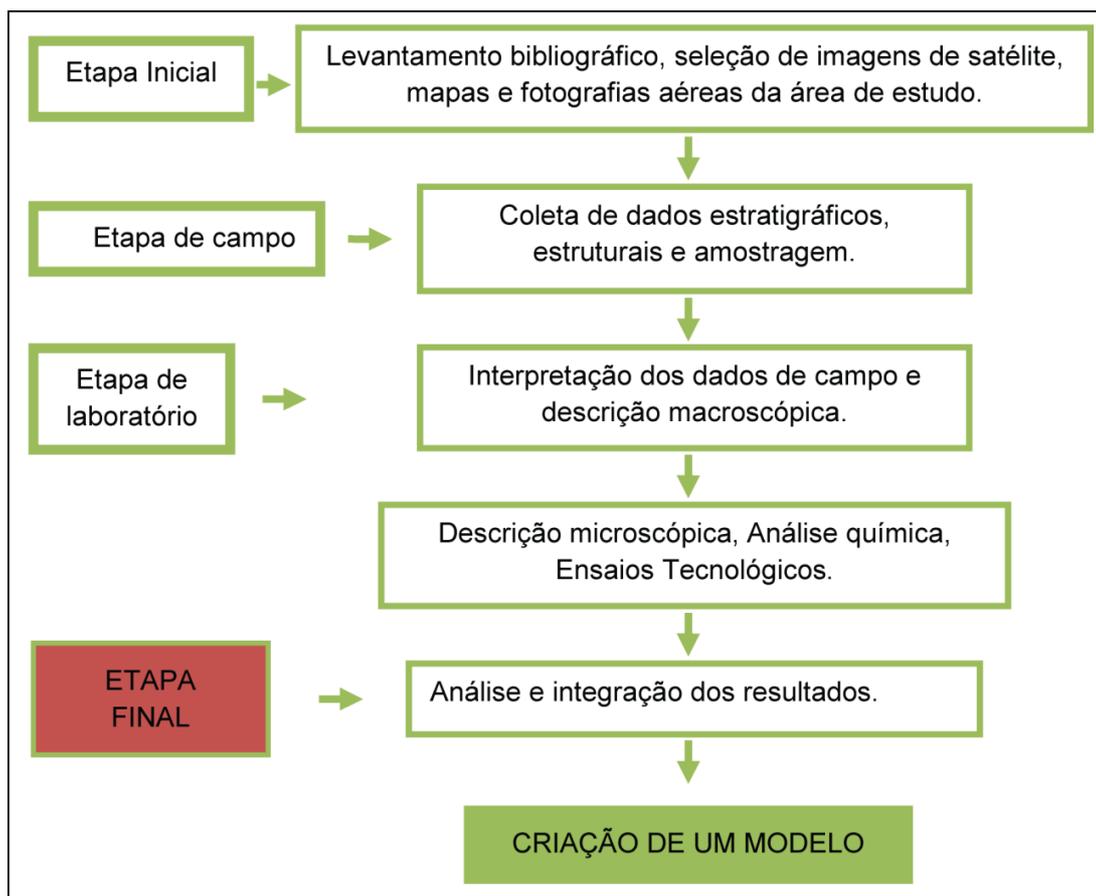


Figura 7. Fluxograma projetual da metodologia utilizada para a execução do trabalho.

#### 4.1 ANÁLISE DE IMAGENS

Foram analisadas e interpretadas fotografias aéreas, na escala de 1:60.000 e imagens de terreno obtidas no Google maps com o objetivo de investigar as principais estruturas tectônicas e traçar os lineamentos principais da área de estudo.

#### 4.2 ETAPA DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado nos dias 02 a 05 de julho de 2010, com a execução de um perfil estratigráfico e geológico com coleta de amostras para petrografia, geoquímica e ensaios tecnológicos. Os dados estruturais que foram utilizados para a caracterização da geologia estrutural da unidade riolítica são os que marcam a posição no espaço de estruturas geológicas, como estruturas de

fluxo de lava, planos de falhas e fraturas, eixos e superfícies axiais de dobras de fluxo, alinhamento mineral, etc. Foram identificadas estruturas de fluxo magmático e brechações, que foram medidas em trama com uma bússola do modelo Clark e feita uma amostragem do material para uma posterior análise petrográfica, geoquímica e tecnológica. Os pontos descritos foram georeferenciados mediante o uso de GPS, da folha de São Marcos 1:50.000 (SH.22-V-B-VI-4, MI-2936-4) do Serviço Geográfico do Exército e de fotografias aéreas.

### 4.3 DADOS ESTRUTURAIIS

No trabalho de campo foram coletados os dados estruturais relativos ao fluxo magmático. A bússola utilizada era do modelo Clark e os dados foram coletados em trama. Foram medidas as  $S_0$  dos bandamentos de fluxo dos riocitos e a atitude das camadas de vitrófiros e das rochas básicas.

### 4.4 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

As caracterizações petrográficas foram divididas em duas etapas, a descrição macroscópica, que ajudou a selecionar as amostras para a confecção de lâminas delgadas, e a caracterização microscópica.

#### 4.4.1 Análise Macroscópica

As amostras coletadas no trabalho de campo foram descritas macroscopicamente utilizando parâmetros de cor, granulometria, texturas (grau de cristalinidade, granularidade) e estruturas.

#### 4.4.2 Análise Microscópica

A descrição macroscópica das amostras coletadas em campo auxiliou na seleção das amostras representativas da área para a confecção de lâminas delgadas. Foram confeccionadas 18 lâminas petrográficas, sendo 5 obtidas no

Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFRGS e 13 lâminas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP.

Na descrição microscópica das amostras utilizou-se microscópio binocular da marca MEIJI – ML9720 usando-se aumentos variáveis de 2,5, 10 e 40 vezes, com as técnicas de luz natural (LN) e de luz polarizada (LP), no Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

A descrição microscópica teve como objetivo caracterizar a mineralogia e os parâmetros de cristalização do magma, as feições estruturais, como a análise do grau de microfraturamento e identificação do grau de desvitrificação e de intemperismo.

Em algumas lâminas foram obtidas fotomicrografias utilizando-se um microscópio de aquisição de imagens da marca Leica a fim de registrar as principais texturas e mineralogias presentes.

#### 4.5 ETAPA DE LABORATÓRIO

A etapa de laboratório consiste nas análises químicas.

##### 4.5.1 Análises Químicas

Para o estudo geoquímico das rochas da região de São Marcos, foram selecionadas 16 amostras coletadas na etapa de campo, as quais foram analisadas para a determinação da composição dos seus elementos maiores, traços e terras raras (ETR). As análises químicas em rocha total foram realizadas no ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD., Vancouver, Canadá, utilizando-se ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer).

O ICP-MS é um tipo de espectrômetro de massa que é altamente sensível, sendo capaz de detectar concentrações abaixo de uma parte por trilhão. Esta técnica é baseada na utilização da indução de plasma acoplado como um método de produção de íons (ionização) com um espectrômetro de massa como um método de detecção e separação de íons. Com isso o espectrômetro de massa, ICP-MS, é capaz de analisar os componentes das amostras ionizadas por

meio da detecção e separação dos componentes através de suas razões massa carga (m/z).

Os procedimentos para a preparação das amostras foram baseados nos procedimentos adotados por Kasanzu, Maboko e Manyu (2008). As amostras selecionadas foram enviadas ao laboratório, onde foram trituradas em um britador de mandíbula para redução do tamanho. Os fragmentos foram então lavados em água destilada, depois secos a uma temperatura inferior a 70<sup>0</sup> C e então as amostras foram deixadas arrefecer durante 24 horas. As amostras secas foram moídas num gral de ágata planetário até a amostra atingir um tamanho de grão inferior a 0,063 milímetros e homogeneizadas.

Para a análise do material, após serem reduzias a pó, as amostras foram quarteadas e foi separada uma quantia de 0,25 gramas de pó de cada amostra, que foram misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e depois fundidas em um forno de indução. O material ainda fundido foi despejado em uma solução de HNO<sub>3</sub> a 5% contendo um padrão interno e foi misturado por aproximadamente 30 minutos até atingir-se uma dissolução completa. Uma porcentagem da solução foi analisada para os elementos maiores, em estado de óxidos, e a outra parte da amostra em solução foi adicionada a padrões internos de In e Rh e diluída 6000 vezes antes da análise no ICP-MS para os elementos traços e ETR. A perda ao fogo foi determinada medindo-se a perda de peso após se calcinar a amostra a uma temperatura de 1050<sup>0</sup> C por duas horas. Neste laboratório o limite de detecção para os elementos maiores foi em torno de 0,01% em peso, e para o Sc foi 1 ppm.

Os dados obtidos com as análises químicas dos elementos foram avaliados através do software "Geochemical Data Toolkit" (GCDkit) versão 2.7 (2008) e comparados com os dados que se encontram na bibliografia a fim de classificar a rocha, analisar os processos de diferenciação magmática, parâmetros composicionais, avaliação da série magmática e do ambiente tectônico. Para isso foram utilizados diagramas de Harker, a fim de identificar as diferenças composicionais entre as rochas básicas e ácidas, diagramas do tipo *spider* para os elementos terras raras, onde as concentrações foram normalizadas em relação ao condrito de Nakamura (1974) para caracterizar o comportamentos das rochas ácidas na região.

## 4.6 ENSAIOS TECNOLÓGICOS

Os ensaios tecnológicos são análises físicas (mecânicas) e químicas que simulam as principais ações e esforços a que as rochas serão submetidas quando usadas na construção civil na forma de chapas polidas.

As propriedades físico-mecânicas de uma rocha que são de interesse à construção civil são usualmente designadas pelo termo *tecnológicas* (FRAZÃO, 2002). Para se qualificar um material quanto ao seu uso mais adequado na construção civil, é necessário ter-se o conhecimento das propriedades geológicas, físicas e físico-mecânicas da rocha a ser utilizada. Esses fatores técnicos, além da cor e textura afetam diretamente o valor do produto no mercado.

As propriedades geológicas são as que estão diretamente ligadas à natureza da rocha, são elas a composição química, mineralógica e as características petrográficas, como textura e estrutura. As propriedades geológicas controlam diretamente as propriedades físicas e físico-mecânicas que as rochas apresentam.

Através de ensaios tecnológicos é possível simular as principais ações e esforços que serão feitos nas chapas de rocha ornamental, devendo-se escolher uma rocha não apenas por causa de seu padrão estético, mas também pelas suas características físicas e mecânicas, a fim de se obter uma maior qualidade e duração do material.

Para as caracterizações físicas e físico-mecânicas dos corpos-de-prova das rochas da mina Frei Caneca foram selecionados os seguintes ensaios tecnológicos: índices físicos; resistência ao impacto de corpo duro; velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas longitudinais; desgaste por abrasão *Amsler*, e determinação do brilho. Os ensaios acima foram realizados nos Laboratórios de - Mecânica de Rochas do Departamento de Geotecnia da Fundação de Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul (CIENTEC).

#### 4.6.1 Índices Físicos

“São as propriedades de massa específica ou densidade, porosidade e absorção d’água, os quais possuem interdependência” (FRAZÃO, 2002, p. 45).

A porosidade representa o volume de vazios da rocha. Quanto maior o volume de vazios, maior a porosidade. A propriedade da rocha de absorver e reter água nos seus poros é denominada de absorção (FRAZÃO, 2002). Rochas com alta porosidade terão os processos de alteração química dos minerais, e alterações mecânicas, como o processo de congelamento e degelo da água nos poros, acelerados, pois a área de exposição do mineral aos agentes químicos se torna maior. Já as rochas que possuem menor porosidade apresentam menor compacidade e mais resistência aos esforços mecânicos (SOSSAI, 2006).

De acordo com Navarro (2002), a porosidade de rochas magmáticas e metamórficas está relacionada à distribuição, e quantidade de microfissuras presentes na rocha, que é um fator importante no controle da dilatação térmica. A massa específica aparente será sempre menor que a densidade medida, pois inclui os poros e vazios da rocha.

Com isso conclui-se que a porosidade e a capacidade de absorção d’água são diretamente correlacionáveis com a resistência mecânica, sendo esses dados de fundamental importância para estudar as viabilidades de uso de determinadas rochas.

O ensaio de caracterização física das rochas foi executado seguindo-se a norma NBR 12766/1992 (Rochas para revestimento – Determinação da massa específica aparente, porosidade aparente e absorção d’água aparente). Foram utilizados 10 (dez) corpos-de-prova, entre 5 e 7 centímetros, com massa aproximada de 250 gramas cada.

O ensaio consistiu em determinar as massas secas, em seguida as massas saturadas e depois as massas submersas dos corpos-de-prova, e utilizar os valores obtidos para efetuar os cálculos, que devem ser feitos seguindo-se as expressões da norma NBR 12766/1992:

a) Massa específica aparente seca ( $\rho_{asec}$ ); H<sub>2</sub>O

$$\rho_{asec} = \left( \frac{A}{B - C} \right) \cdot \rho_{H_2O}$$

b) Massa específica aparente saturada ( $\rho_{sat}$ );

$$\rho_{sat} = \left( \frac{B}{B - C} \right) \cdot \rho_{H_2O}$$

c) Porosidade aparente ( $\eta_a$ );

$$\eta_a = \left( \frac{B - A}{B - C} \right) \cdot 100$$

d) Absorção d'água aparente ( $\alpha_a$ );

$$\alpha_a = \left( \frac{B - A}{A} \right) \cdot 100$$

Em que:

A - Massa do corpo-de-prova após secagem em estufa a 110° C por 24 horas;

B - Massa do corpo-de-prova saturado em água por 48 horas e com superfície seca;

C - Massa do corpo-de-prova submerso e saturado em água;

$\rho_{H_2O}$  - Massa específica da água na temperatura média (22° C).

#### 4.6.2 Resistência ao Impacto de Corpo Duro

A capacidade que a rocha apresenta de resistir ao impacto, ou choque mecânico, exercido sobre ela por um corpo sólido é denominada de *tenacidade* (FRAZÃO, 2002), e é determinada através da medição da altura de queda do corpo sólido capaz de provocar ruptura no corpo-de-prova.

Através do ensaio de resistência ao impacto de corpo duro é possível obter o grau de tenacidade de um material rochoso, e, conseqüentemente sua capacidade de suportar ações mecânicas instantâneas (VIDAL; BESSA; LIMA, 1999). Essa propriedade é importante na qualificação para o uso da rocha quando a utilização do material for destinada ao revestimento de edificações, placas de pisos, degraus, mesas, balcões, pias, pistas de pouso de aeronaves e em lastros ferroviários, pois simula a queda de um objeto no piso.

A norma que foi utilizada nesse ensaio é a NBR 12764/1992 (Rochas para revestimento – Determinação da resistência ao impacto de corpo duro). Foram utilizados 5 corpos-de-prova na forma de placas com dimensões de 20 cm x 20 cm x 3 cm.

O ensaio consistiu em assentar o corpo-de-prova sobre um colchão de areia de 10 cm, onde uma bola de aço de 1 kg caiu em queda livre golpeado a placa de rocha a alturas crescentes, até o fraturamento da placa. A altura inicial de queda foi de 20 cm sendo acrescida de 5 cm até ocorrer a ruptura, fissura ou lascamento da placa.

#### **4.6.3 Velocidade de Propagação de Ondas Ultra-Sônicas Longitudinais**

Os sons e ultra-sons são produzidos por vibrações elásticas nos meios sólidos. Os ultra-sons são vibrações com frequências superiores às sonoras audíveis que estão situados entre 16.000 e  $10^{10}$  Hertz, e os sons estão situadas entre 16 e 16.000 Hertz.

De acordo com Frascá (2002), através da determinação da velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas longitudinais (m/s) pode-se avaliar, indiretamente, o grau de alteração e de coesão da rocha, pois os valores relativamente mais altos, num conjunto de corpos-de-prova de uma mesma amostra ou entre amostras petrograficamente semelhantes, indicam um menor grau de alteração e uma maior coesão entre seus minerais formadores.

Frazão (2002) diz que as características físicas de uma rocha podem ser relacionadas à rigidez elástica que a rocha apresenta, com isso a velocidade de propagação de um pulso ultra-sônico pode indicar a qualidade do material e determinar suas propriedades elásticas. De acordo com Navarro (2002), a velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas longitudinais pode ser correlacionada com a resistência à compressão uniaxial.

A velocidade de propagação depende da massa específica e das propriedades elásticas do material, como o módulo de Young e o coeficiente de Poisson, podendo ser alterada pelo aumento da porosidade em rochas alteradas intempericamente.

O ensaio consiste em submeter o corpo-de-prova a pulsos de ondas ultra-sônicas, para conhecer o tempo que a onda leva para atravessar a amostra. No ensaio serão utilizados os mesmos corpos-de-prova que serão submetidos a ensaios mecânicos.

O ensaio será realizado de acordo com a Norma ASTM D2845/69. De acordo com essa norma, para a medição das ondas transversais, são requeridos equipamentos mais sofisticados, pois elas são mais difíceis de serem medidas do que as ondas longitudinais, que por apresentarem maior facilidade de medição são mais amplamente utilizadas.

A velocidade de propagação de uma onda é a relação entre a distância percorrida pela onda em um determinado tempo. Porém no meio rochoso a velocidade de propagação das ondas vai depender da massa específica e das propriedades elásticas do material, e é expressa a partir da equação abaixo:

1 velocidade de propagação das ondas longitudinais:

$$V_p^2 = \frac{E_d}{\rho} \cdot \frac{1 - \nu}{(1 - \nu)(1 - 2\nu)}$$

2 módulo de elasticidade dinâmico:

$$E_d = \rho \frac{V_p^2(1 - \nu)(1 - 2\nu)}{(1 - \nu)}$$

Onde:

$V_p$  = velocidade de propagação das ondas longitudinais;

$E_d$  = módulo de elasticidade dinâmico (Mpa);

$\rho$  = massa específica aparente (kg/m<sup>3</sup>);

$\nu$  = coeficiente de Poisson (ad);

$g$  = aceleração da gravidade (m/s<sup>2</sup>).

Com a aquisição dos valores da velocidade de propagação de ondas longitudinais ( $V_p$ ) e transversais ( $V_s$ ), juntamente com os valores da massa específica aparente da amostra, é possível determinar as constantes elásticas de um material, como o módulo dinâmico, o coeficiente de Poisson, os módulos de Young, de rigidez, volumétrico e a constante de Lamé, que são determinados a partir das expressões abaixo (FRAZÃO, 2002):

a) módulo de Young,  $E_d$ :

$$E_d = \rho \frac{V_s^2 (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2}$$

b) módulo de rigidez ou módulo de cisalhamento, G:

$$G = \rho V_s^2$$

c) coeficiente de Poisson,  $\nu$ :

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

d) constante de Lamé,  $\lambda$ :

$$\lambda = \rho (V_p^2 - 2V_s^2)$$

e) módulo volumétrico, K:

$$K = \rho \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{3}$$

#### 4.6.4 Desgaste por Abrasão *Amsler*

O desgaste é a propriedade que uma rocha possui de resistir à remoção progressiva de constituintes de sua superfície, podendo ser medido através da diminuição de volume, diminuição da altura ou por perda de massa do corpo-de-prova (FRAZÃO, 2002).

A medida do desgaste é importante, pois o ensaio consiste em simular em laboratório as solicitações de desgaste ou abrasão que será sofrido pela rocha. O resultado do ensaio avaliada a viabilidade do uso da rocha em revestimento de pisos onde há intenso tráfego de pedestres, através da capacidade da rocha de resistir à abrasão.

A resistência que as rochas apresentam ao desgaste ou abrasão é dada em função da mineralogia e da textura da rocha. Uma rocha será tanto mais desgastável ou abrasível, quanto maior for sua dureza, a qual depende da dureza dos minerais que a compõem. Por isso rochas silicatadas apresentarão maior resistência a riscos e desgastes abrasivos do que rochas carbonatadas, sendo ideais para uso em pisos de locais onde se espera grande tráfego de pedestres.

A textura das rochas também é um fator importante, pois dependendo do estado de agregação dos constituintes minerais, o desgaste se dará não só pela abrasão, mas também pelo arranque dos constituintes mineralógicos.

O ensaio de desgaste por abrasão *Amsler* foi feito seguindo a Norma ABNT NBR 12042/1992 (Resistência ao Desgaste Abrasivo *Amsler*).

O desgaste foi feito em dois corpos-de-prova de 75 mm x 75 mm por 25 mm, em uma máquina chamada “*Amsler*”, que mede desgaste e abrasão, onde os corpos-de-prova são pressionados sobre um disco metálico em ferro fundido de alta dureza que gira em torno de um eixo vertical a 30 rpm, e comprimidos à pista de desgaste a uma carga de 66 N. Sobre o qual é lançado areia quartzosa normatizada IPT n° 50 a uma vazão de 72 cm<sup>3</sup>/min que funciona com abrasivo. A rotação do dor corpos-de-prova no disco deve ser de 0,6 rpm e eles devem ser acondicionados de maneira a rotacionarem em torno do seu próprio eixo. A medição da redução de altura das amostras deve ser feitas em milímetros quando se atingir 500 e 1000 giros da roda de fixação dos corpos-de-prova no equipamento.

O desgaste do corpo de prova deve ser calculado através da seguinte fórmula:

$$D = H_1 - H_2$$

$$D = \frac{M_1 - M_2}{S} \text{ (kg/m}^3\text{)}$$

$$D = \frac{M_1 - M_2}{M_1} \cdot 100(\%)$$

$$D = \frac{M_1 - M_2}{\rho_{ax} S} \cdot 100(\%)$$

Onde:

S = área do corpo-de-prova;

H<sub>1</sub> = altura inicial;

H<sub>2</sub> = altura final;

M<sub>1</sub> = massa inicial;

M<sub>2</sub> = massa final;

ρ<sub>a</sub> = massa específica aparente;

D = desgaste.

#### 4.6.5 Determinação do Brilho

A determinação do brilho foi feita de acordo com a Norma ASTM D 523/1999, em uma chapa polida da rocha ornamental, com dimensões mínimas de 7,5 cm x 15 cm x 2 cm.

A intensidade do brilho é dada pela medida direta da refletância das chapas de rocha ornamental, com o auxílio de um aparelho medidor de brilho. O equipamento utilizado para a medição do brilho foi o *Glossmeter*, que é um equipamento que foi desenvolvido e baseado no procedimento padrão que é ditado pela norma ASTM D 523-94.

## 5. GEOLOGIA DA ÁREA

Neste capítulo inicialmente será discutida a estratigrafia dos derrames de lavas através dos dados obtidos em campo. Depois será analisada a disposição dos dados de foliações de fluxo magmático do derrame ácido, em seguida será descrita a petrografia e as principais texturas e estruturas das rochas coletadas em campo e por último serão determinados os parâmetros geoquímicos dessas rochas.

### 5.1 ESTRATIGRAFIA

Foi realizado um perfil geológico na área estudada, partindo-se da cidade de São Marcos em direção à Antônio Prado. A observação das texturas e estruturas permitiu o reconhecimento de um episódio de geração de rochas vulcânicas ácidas sobreposto a um episódio com geração de diversas unidades efusivas de rochas básicas (Figura 8).

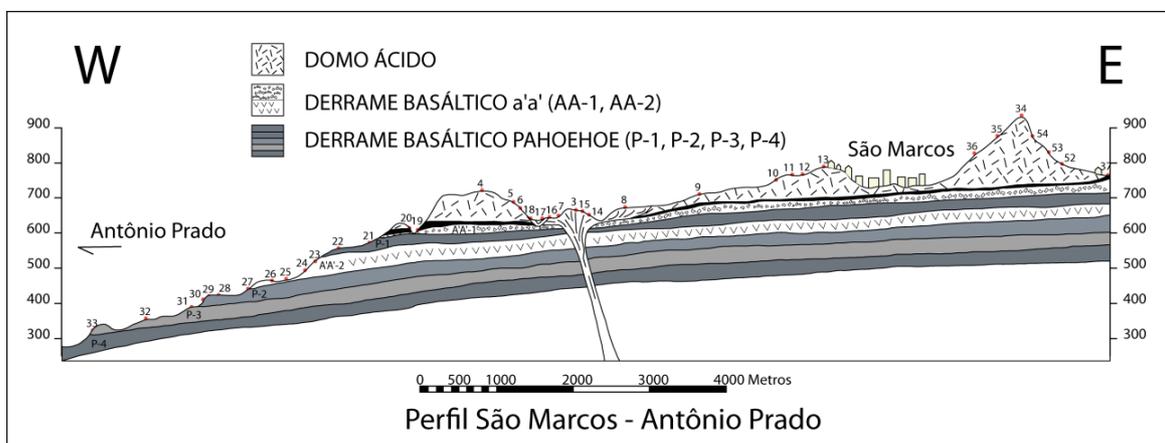


Figura 8. Perfil geológico da área de estudo. Os números são referentes aos pontos do perfil.

Os derrames de basaltos se encontram estratigraficamente abaixo das rochas ácidas e estes representam aproximadamente 85% do total da sequência vulcânica levantada nesse perfil. A porção basal e central desses basaltos é caracterizada por lavas do tipo *pahoehoe*, a porção intermediária é representada por uma intercalação de lavas do tipo *a'a* e *pahoehoe*, e a porção de topo que

está em contato com as ácidas é caracterizada por lavas do tipo *a'a'*. Os derrames de lavas básicas têm em média 50 m de espessura. Foram identificados dois derrames do tipo *a'a'* e quatro derrames do tipo *pahoehoe*, que foram numerados do topo para a base de AA-1, P-1, AA-2, P-2, P-3 e P-4.

A porção inferior do perfil é constituída por derrames de basalto do tipo *pahoehoe* e apresenta uma zonação caracterizada por blocos vesiculares de basalto fragmentados no topo, com preenchimento por zeólitas e calcita, maciço de cor cinza acastanhado escuro, e estruturas de canal de fluxo de lava (Figura 9). Os dois primeiros derrames do tipo *pahoehoe* (P-3 e P-4) apresentam-se na cor castanho avermelhado, com estruturação maciça homogênea, e textura equigranular muito fina a fina. No topo apresentam em média entre 10 e 20 % de amígdalas de forma elíptica a arredondadas, com dimensões entre 3 e 15 mm, preenchidas por quartzo, calcita e zeólitas. No meio do derrame apresentam vesículas com tamanhos entre 2 e 10 mm com forma em “T”.

Os derrames de lavas do tipo *pahoehoe* sotoposto (P-2) apresentam características macroscópicas muito similares com basaltos mostrando uma estrutura mais e homogênea com textura equigranular fina.

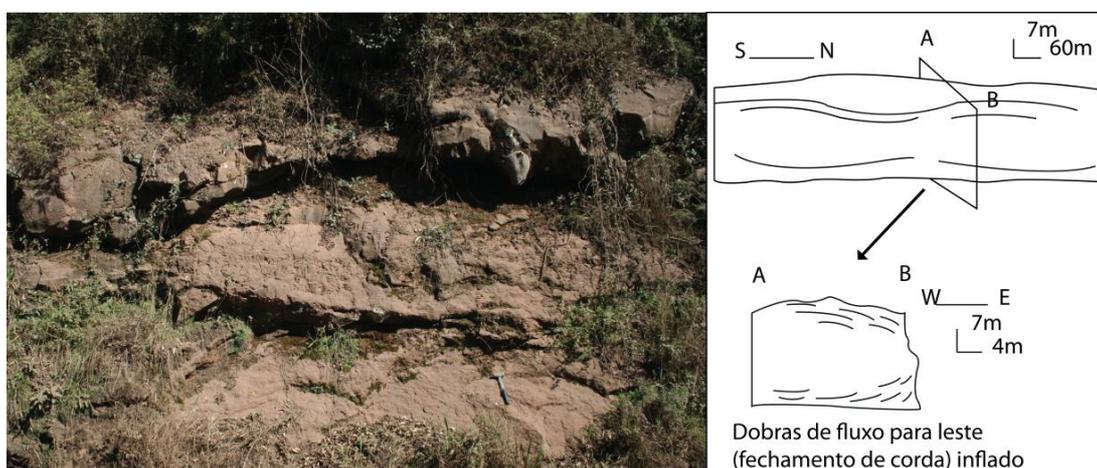


Figura 9. Imagem e desenho esquemático do basalto tipo *pahoehoe* com estrutura de tubo de lava com fechamento de corda inflado.

O primeiro derrame *Pahoehoe* (P-2) da porção central se encontra em contato com as lavas AA-2 e tem coloração cinza escuro, estruturação maciça homogênea, equigranular fina e sem vesículas, e apresenta disposição do

bandamento de fluxo, basalto em corda inflado, curvo internamente, tipo uma dobra em bainha com fluxo para E (Figura 9).

No contato com a unidade ácida predominam as lavas do tipo AA-1, que possuem topo bastante bloqueado e fragmentado, cujos fragmentos estão muito vesiculados, com amígdalas e veios preenchidos por calcita, zeólitas e quartzo (Figura 10).



Figura 10. Topo de lava do tipo *a'a'*, bastante bloqueado, com amígdalas e fraturas preenchidas por calcita, zeólitas e quartzo.

Esta zona de contato entre a lava *a'a'* e a parte basal dos derrames ácidos é caracterizada por um contato que tem aproximadamente 2 m de espessura e ocorre aproximadamente nas cotas 615 a 665 m. Este contato é uma zona de atrito marcada por brechas formadas por fragmentos angulosos de basalto com até 35 cm de comprimento, que estão bastante vesiculados e soldados por uma matriz vítrea e preenchidos por agregados de calcita, zeólitas e quartzo (Figura 11).

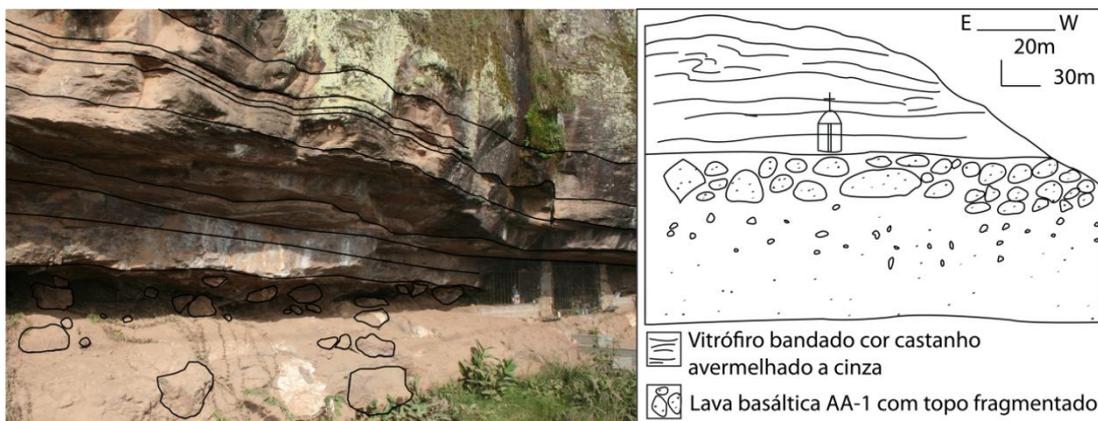


Figura 11. Imagem e desenho esquemáticos do contato entre o derrame básico tipo AA-1, com estrutura brechada e acima os vulcanitos ácidos com fluxo horizontal a subhorizontal.

A unidade ácida se caracteriza por apresentar uma zonação bem definida pela presença de um nível de *pitchstone* junto ao contato com a lava básica, gradando para vitrófiros e granófiros em direção a sua porção central.

Essa camada de vidro que circunda o derrame ácido e o separa dos derrames básicos é definida por um *pitchstone* com aproximadamente 3 m de espessura e geralmente encontra-se em elevado estado de alteração, com o solo apresentando cor castanho avermelhado. Quando são tem coloração preta passando para cinza escuro quando alterado, apresenta fratura conchoidal proeminente e possui de 5 a 7 % de pequenas amígdalas arredondadas que variam de 1 a 10 mm, em alguns locais apresenta feições de dobramento e fragmentação. Em escala de afloramento essas rochas apresentam acamamento ígneo e encontram-se na maioria das vezes muito ou completamente intemperizadas, pois devido a sua natureza amorfa alteram-se com muita facilidade, lembrando depósitos sedimentares (Figuras. 12 e 13).



Figura 12: Afloramento de *pitchstone* completamente intemperizado lembrando depósitos sedimentares.



Figura 13. *Pitchstone* apresentando fratura conchoidal e aspecto vítreo.

Este episódio ácido é alimentado por um conduto vulcânico. Na região próxima ao conduto, a unidade ácida grada para vitrófiros, os quais possuem disposição geral acamadada subvertical, sendo também observadas estrutura de fluxo verticalizado e outras orientações variadas em função das dobras de fluxo, normalmente associadas ao conduto principal. A principal estrutura destas lavas ácidas está caracterizada por um bandamento de fluxo muito bem definido, de espessura milimétrica a centimétrica, contínuo e regular, alternando vitrófiros de cores castanho avermelhada a cinza, apresentando dobramentos acentuados e

estruturas contorcidas e estiradas (Figuras 14 e 15). São observados litoclastos angulosos de basalto, de tamanho milimétrico a até 60 cm, com cores variando de cinza claro a cinza escuro e castanho claro a marrom escuro dependendo do grau de oxidação. Alguns fragmentos são muito vesiculados, outros maciços e até contorcidos a parcialmente derretidos que foram soldados pela lava (Figura 16). Geodos são muito comuns na lava de cor cinza que comporta as autobrechas e litoclastos, sendo encontrados desde centimétricos a até 1,5 m; as fraturas e geodos presentes no episódio ácido são preenchidos por quartzo, calcita e zeólitas. Esta zona caracterizada por estruturas de fluxo tem aproximadamente 50 m de espessura.



Figura 14. Imagem do conduto alimentador com estruturas de fluxo verticais e subverticais.

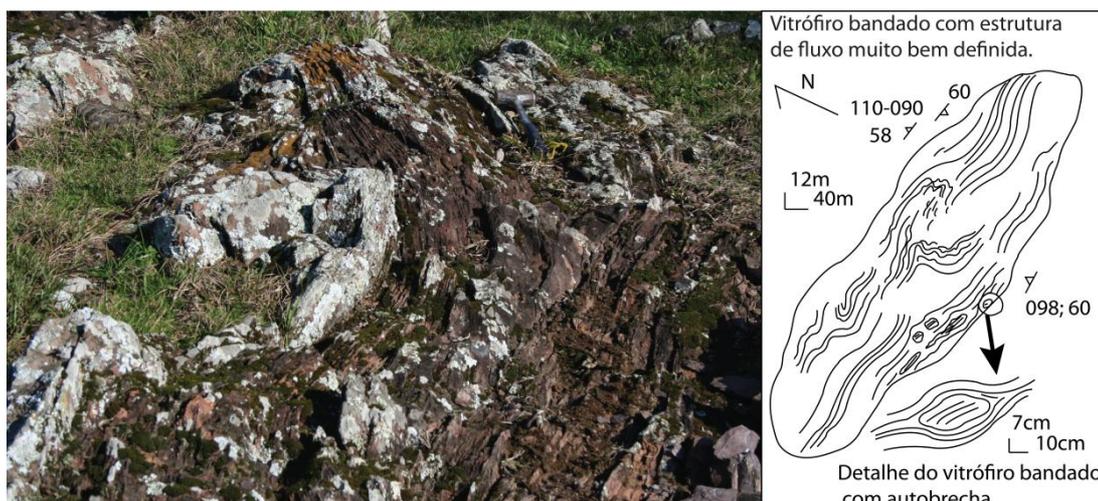


Figura 15. Imagem e desenho esquemático da vista em planta do afloramento do dique alimentador dos vitrófiros riodacíticos. Destaque para as estruturas de fluxo verticais e por vezes dobradas.



Figura 16. Foto mostrando autobrechações no fluxo ácido e fragmentos de basalto tipo *a'a'* com intensa vesiculação.

Na porção intermediária do derrame ácido a rocha é um granófiro homogêneo, o qual se estende até a porção superior do derrame, tendo aproximadamente 190 m de espessura. O granófiro tem cor cinza clara, estrutura maciça, textura equigranular fina (0,1-0,3 mm), com 1% de vesículas arredondadas a levemente achatadas de até 10 mm, preenchidas por quartzo.

A porção superior do episódio ácido é caracterizada por apresentar estruturas de fluxo de modo incipiente. O corpo de riodacito apresenta uma forma tabular e possui grande extensão lateral, da ordem de no mínimo 8 quilômetros

aflorantes e com uma espessura mínima aflorante de 240 metros. A observação do perfil geológico esquemático, considerando que o nível vítreo e os vitrófiros estão demarcando o limite basal desta unidade, sugere que a mesma tenha estruturas características de domos, como estruturas com acamamento ígneo com padrão ondulado configurando sinclinais e anticlinais na região do conduto, conforme modelo proposto por Fink (1983) (Figuras 17 e 18). No ponto mais alto do perfil, na cota de 900 m, os granófiros estão mais cristalizados, apresentando aspecto “sal e pimenta” bem marcado, com coloração cinza clara.



Figura 17. Estrutura de fluxo constituindo um pequeno domo com extensão horizontal de aproximadamente 12 m.

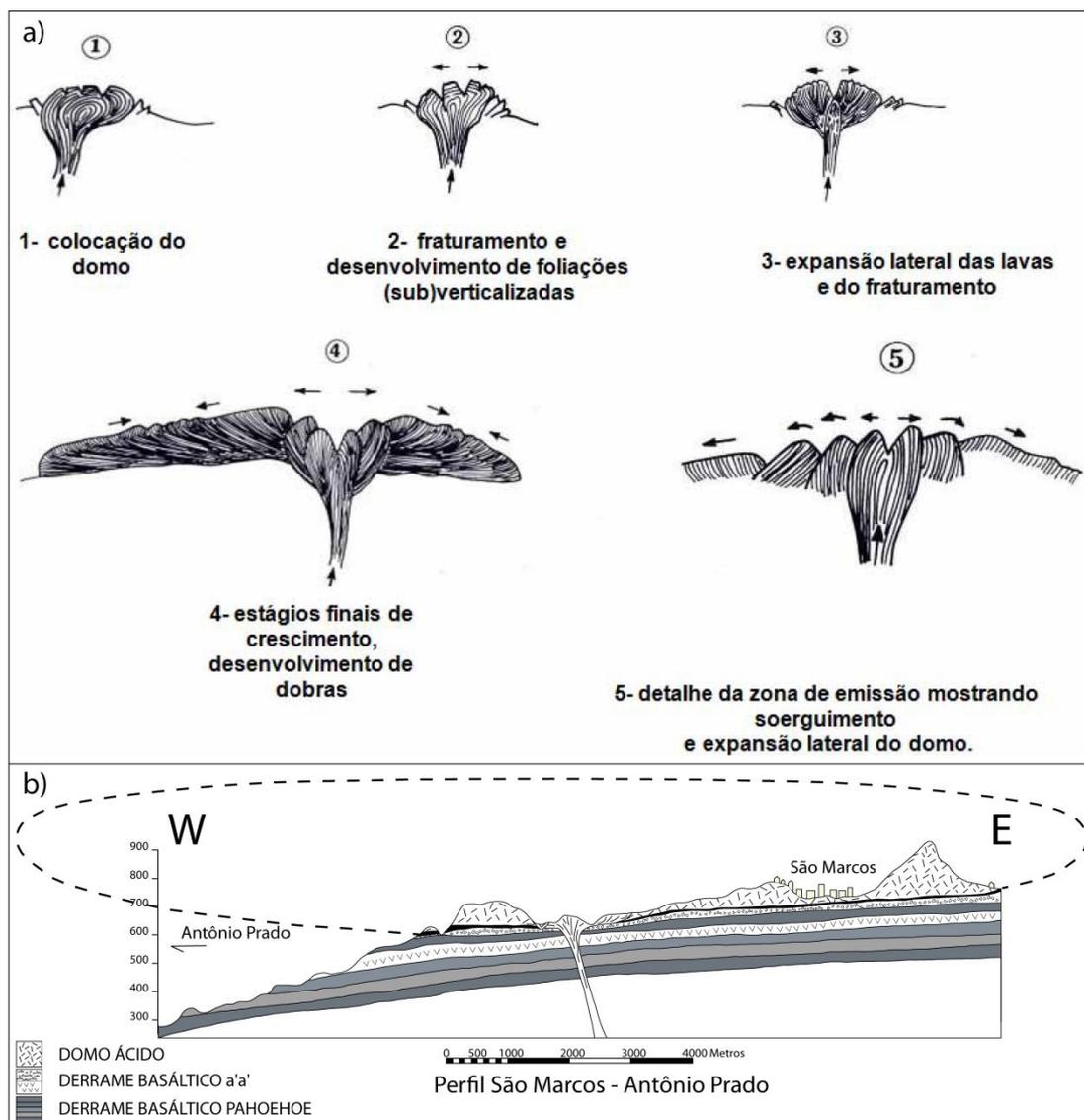


Figura 18. a) modelo de geração de domos proposto por Fink (1983) e b) figura esquemática do perfil geológico com a provável extensão do domo gerado.

## 5.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

As disposição dos dados de foliações de fluxo magmático observadas e coletadas em campo quando dispostas no mapa apresentam uma direção principal entre  $N75^{\circ}W$  e  $N75^{\circ}E$  (Figura 19).

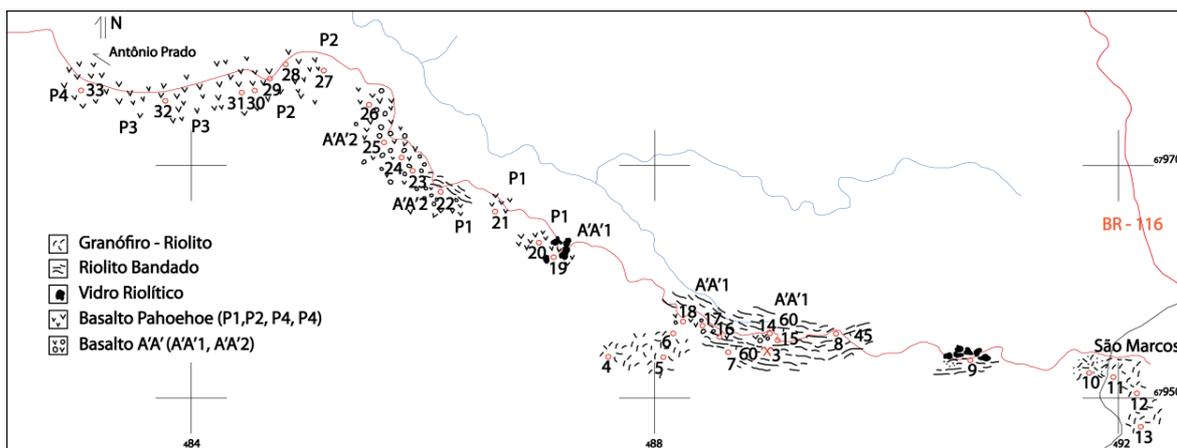


Figura 19. Desenho esquemático mostrando a disposição das foliações de fluxo.

Os lineamentos foram traçados em fotografias aéreas na escala de 1:60.000 e imagens de terreno obtidas no Google Maps através do programa *Adobe Illustrator* versão CS5 (Figuras 20 e 21). Os lineamentos foram agrupados e trabalhados no programa *Rozeta*.

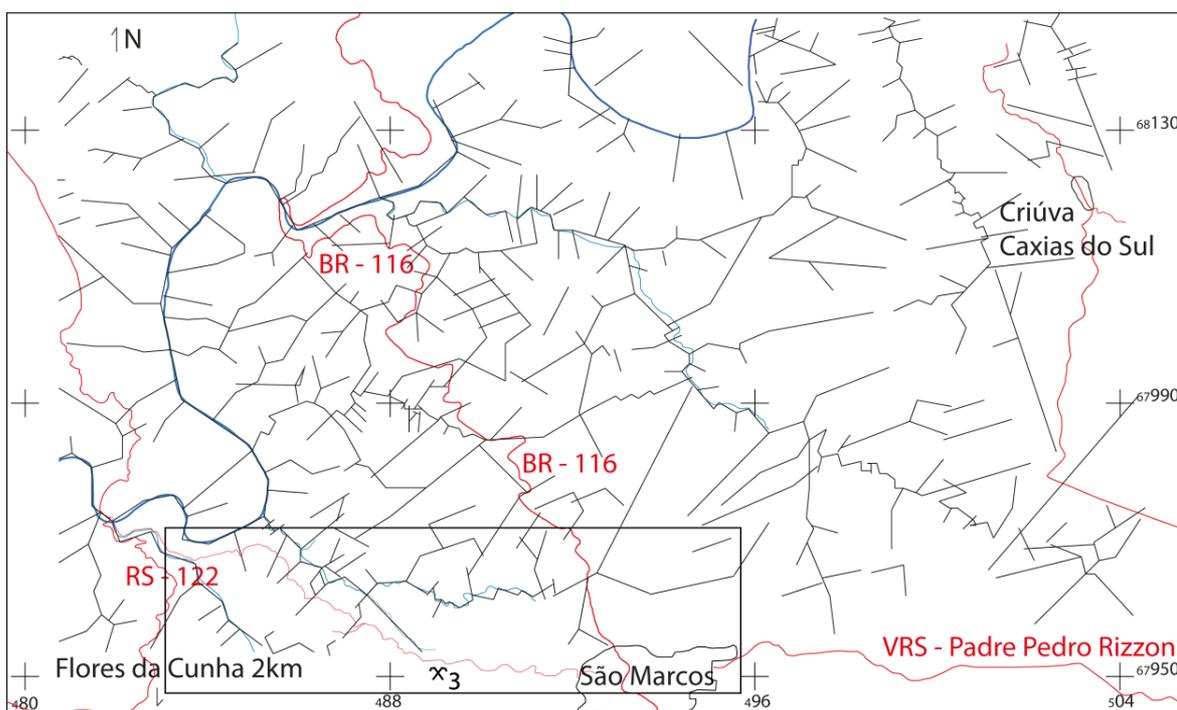


Figura 20. Fotografias aéreas na escala de 1:60.000, a área do trabalho está demarcada com um retângulo.

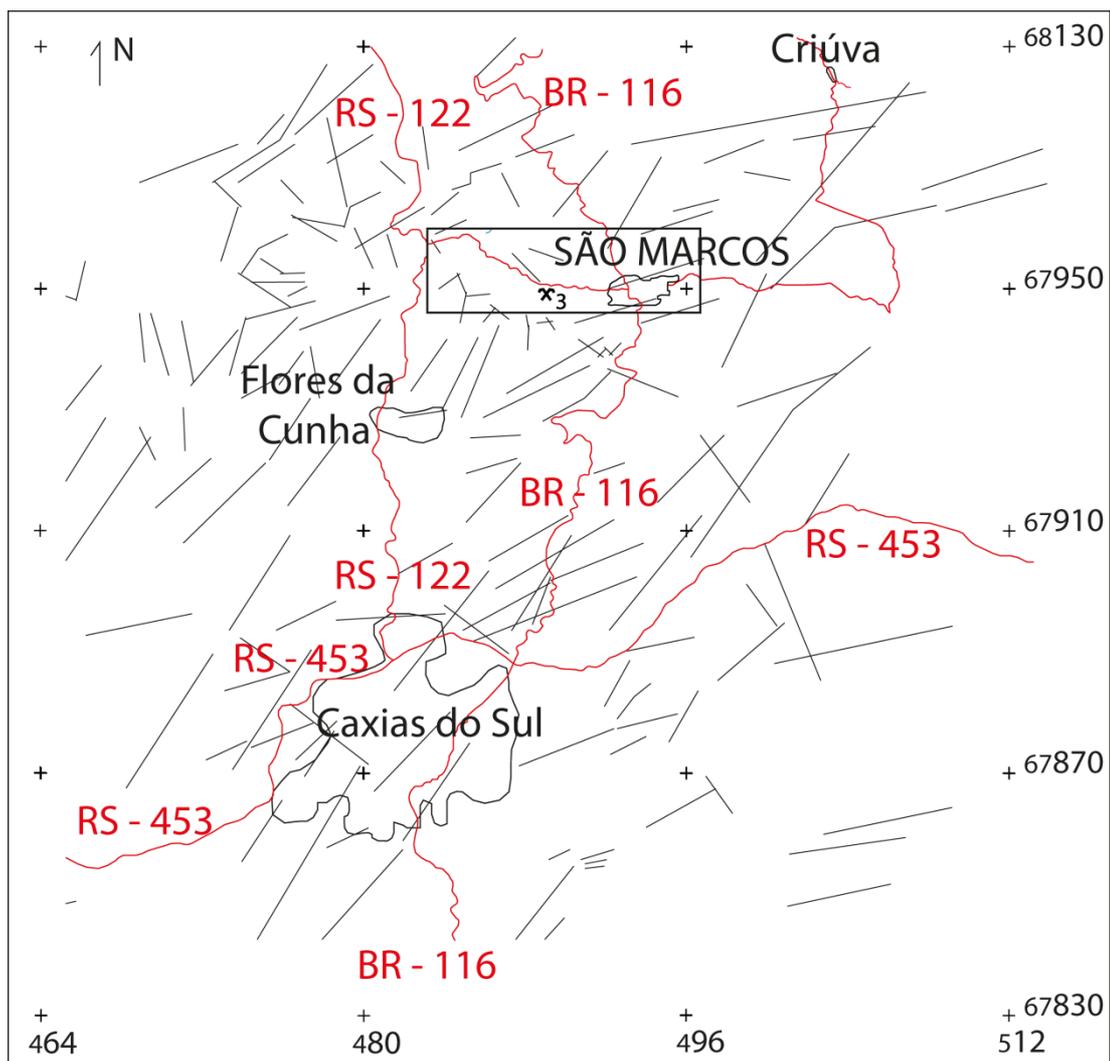


Figura 21. Lineamentos traçados em imagem de terreno obtida pelo Google Maps, o retângulo demarca a área do trabalho.

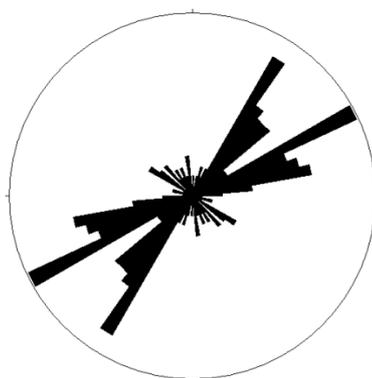


Figura 22. Diagrama de roseta evidenciando as direções principais dos lineamentos identificados na região (n=165).

A interpretação das imagens de terreno e das fotografias aéreas mostra que os principais lineamento da área estão direcionados segundo as direções N30 °E e N60 °E, representando provavelmente falhas posteriores ao resfriamento das unidades vulcânicas. Os lineamento menores e subordinados de direção NW, principalmente na área de estudo estão coincidindo com a direção da estrutura de fluxo principal dos riodacitos e podem representar para a área estudada estruturação maior de ascensão das lavas.

### 5.3 PETROGRAFIA

O episódio ácido identificado na região de São Marcos apresenta uma zonação bem definida, ocorrendo na base um nível vítreo cinza escuro até preto com aspecto resinoso (*pitchstone*) em contato com basalto. O *pitchstone* transiciona para níveis composicionalmente semelhantes que são marcados por uma forte estrutura de fluxos bandados de vitrófiros e granófiros em direção a sua porção central. A mineralogia destas rochas é constituída essencialmente por pequenas percentagens de fenocristais de plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e envoltos em uma matriz vítrea ou microgranular. O fraturamento é do tipo conchoidal e a desvitrificação gerou em alguns casos uma textura esferulítica.

Os tipos afíricos a faneríticos muito finos, com textura hipohialina ocorrem próximos e no conduto alimentador do domo, onde apresentam fortes bandamentos de fluxo muito marcados por diferenças no tamanho de grãos, na quantidade de vidro, na taxa de oxidação e na presença de amígdalas de quartzo. Possuem finos veios de quartzo e até 1% de pequenas amígdalas achatadas e orientadas de até 10 mm de comprimento. As texturas principais são: a micropoiquilítica (Figura 23) marcada pelo desenvolvimento de micrólitos em uma matriz vítrea, a pilotaxítica (Figura 24a), definida pelo alinhamento de micrólitos segundo o fluxo magmático, a hialofítica (Figura 24b) marcada pela presença de fenocristais de plagioclásio envoltos por em uma matriz rica em vidro e feições do tipo *quenching* (Figura 24b) que marcam o rápido resfriamento do magma. Processos geradores de fragmentos são o brechamento hidráulico, (Figura 25), onde composições monominerálicas (quartzo ou zeólitas) cimentam fragmentos gerados pela ação de fluidos após a consolidação do magma e autobrechamento

(Figura 26) gerada pela fragmentação do fluxo no seu limite dúctil-fragil ou da carapaça vítrea precocemente formada. Neste último caso o magma que ainda não estava consolidado cimentou os fragmentos de rocha.

Em volume os litotipos vítreos são compostos em média por 12% de plagioclásio, 3% de piroxênio, 2% de minerais opacos e o restante constituído por uma matriz vítrea, podendo-se nestes casos classificá-los como piroxênio-plagioclásio vitrófiro.

Os fenocristais de plagioclásio são ripidiformes, apresentam hábito esqueletal e terminação em “rabo-de-andorinha”. São muito pequenos, chegando a um tamanho máximo de 0,35 mm, mas com média em 0,04 mm (Figura 24).

Os grãos de piroxênio são prismáticos e alongados, possuem dois tamanhos principais, 0,3 mm e 0,05 mm, e a maioria dos cristais estão cobertos por oxidados de ferro. As propriedades óticas, como um ângulo de extinção da ordem de 40° aliado a 2V médio a grande, permitem classificá-lo como augita. A pigeonita não foi identificada, porém esta fase é descrita em outras unidades ácidas da Formação Serra Geral (NARDY *et al.*, 2002, 2008).

Os minerais opacos tem forma granular e são euédricos a subédricos e correspondem a magnetitas e ilmenitas.

A matriz é vítrea a microgranular, sendo esta última condição adquirida por processos de desvitrificação. A coloração varia de cinza-escuro a castanha avermelhada quando oxidada.

Os granófiros são maciços e apresentam textura fanerítica fina a média, caracterizam-se por uma textura aspecto sal-e-pimenta com coloração cinza-clara a castanha. A granularidade aumenta nas porções intermediárias do derrame e em direção ao topo ocorrem amígdalas arredondadas com até 1 cm preenchidas por quartzo.

Nos granófiros dominam as texturas porfirítica e glomeroporfirítica (Figura 27) e a matriz microgranular é representada por um mosaico de intercrescimento de minerais félsicos acompanhada por piroxênio (Figuras 27 e 28). Em volume os granófiros são compostos de 17% de plagioclásio, 12% de piroxênio, 5 de minerais opacos e 66% de mesóstase félsica microcristalina.

O plagioclásio tem um hábito ripidiforme, por vezes esqueletal e com terminação em “rabo-de-andorinha”, atingindo um tamanho máximo de 1 mm, com média uma média de 0,2 mm (Figura 24b).

O piroxênio é prismático alongado atingindo uma dimensão máxima de 2 mm e tendo em média 0,4 mm. Os grãos frequentemente mostram-se oxidados e em alguns prismas observa-se um processo de uralitização, com a transformação de piroxênio em anfibólio fibroso (Figura 29).

Os minerais opacos são granulares e euédricos a subédricos, os grãos arredondados são de magnetita e os prismas alongados, provavelmente, ilmenitas.

A matriz é em geral microgranular, com raros *patches* vítreos, apresenta um arranjo microcristalino granofírico (Figura 29), com coloração *castanha e geralmente está oxidada*. A geração da matriz pode ser atribuída a processos de desvitrificação favorecidos pela presença dos níveis vítreos de base e topo dos derrames. Estas porções devem ter atuado como isolantes térmico, impedindo desta forma a perda de calor interno.

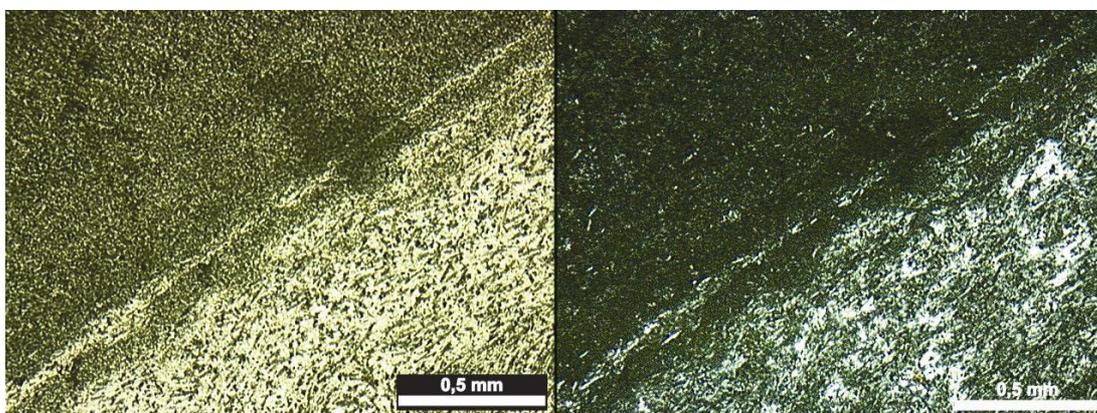


Figura 23. Fotomicrografia da textura micropoiquilítica no vitrófiro gerada por desvitrificação, onde micrólitos de feldspato estão aparentemente inclusos em uma matriz originalmente vítrea. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.

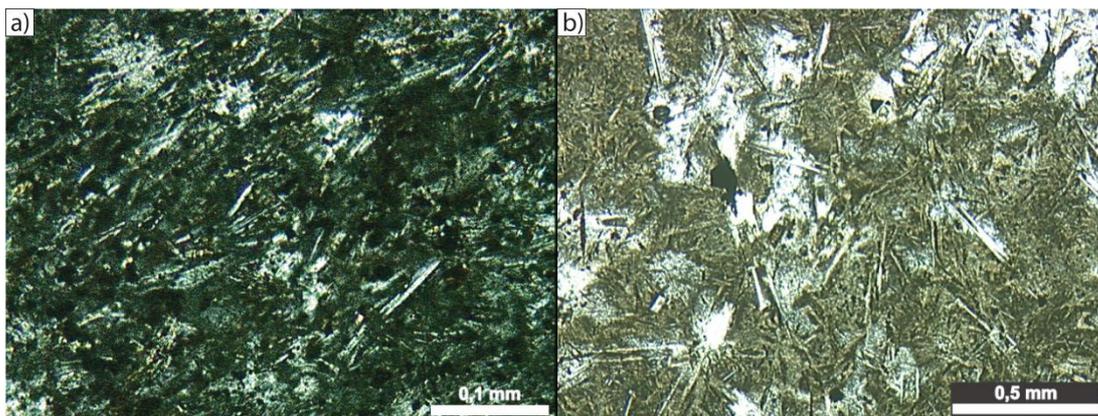


Figura 24. a) fotomicrografia da textura pilotaxítica no vitrófiro onde os microfenocristais ripidiformes e cristálitos de plagioclásio e piroxênio alongados encontram-se alinhados em um padrão de fluxo laminar em uma matriz holocristalina a hipovítrea. Nicóis cruzados. b) fotomicrografia da textura hialofítica onde a matriz vítrea engloba cristais ripidiformes e esqueletais de plagioclásio e piroxênio, cristálitos e minerais opacos. Detalhe para a textura *quenching*, cujas feições refletem as condições de rápido resfriamento e cristalização do magma, com cristais “*quench*” de plagioclásio com formato esqueletal e terminação em “rabo-de-andorinha”. Nicóis paralelos.

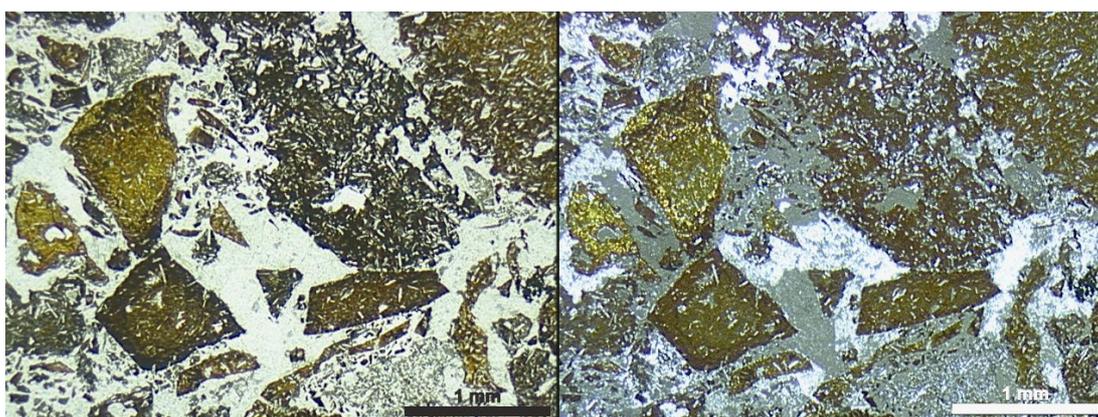


Figura 25. Fotomicrografia da brecha hidráulica, onde as brechas são angulosas e bastante fragmentadas e estão cimentados por uma matriz monominerálica composta de zeólitas. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.

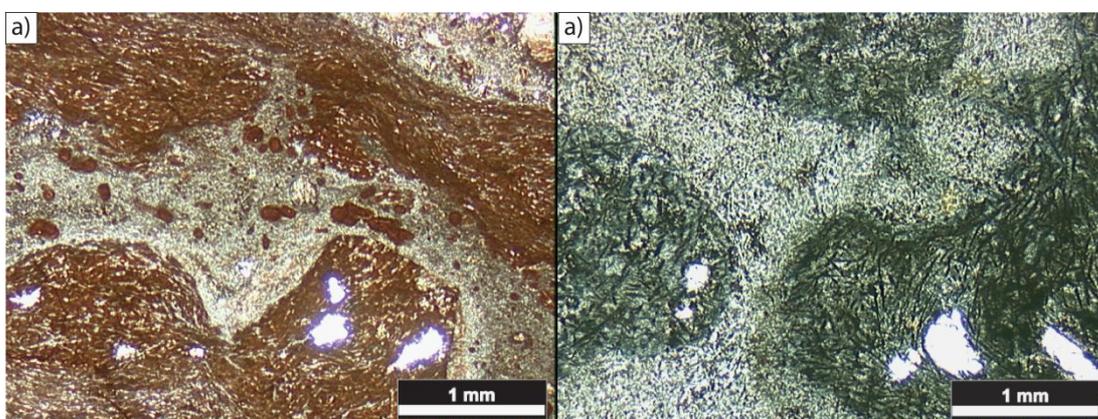


Figura 26. a) fotomicrografia da autobrechas riolíticas mostrando um acentuado fluxo magmático brechado, onde as brechas são um magma que estava mais cristalizado porém ainda estava no limite entre os estados sólido e líquido, ficando as brechas com formas bastante sinuosas e

oxidadas estando cimentadas por lava predominantemente vítrea. Nicóis paralelos. b) fotomicrografia das autobrechas riolíticas com fragmentos sendo consumidos pela lava. Nicóis paralelos.

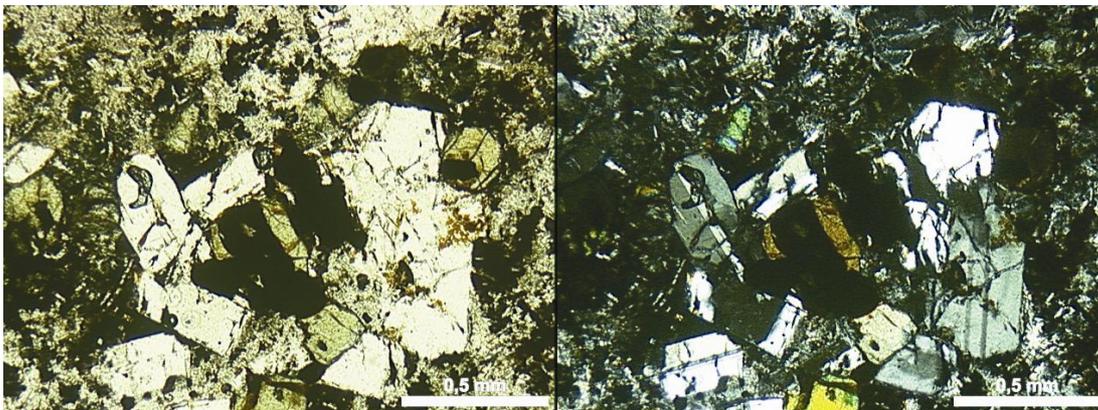


Figura 27. Fotomicrografia da textura glomeroporfírica no granófiro, definida pelo agrupamento dos cristais de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.

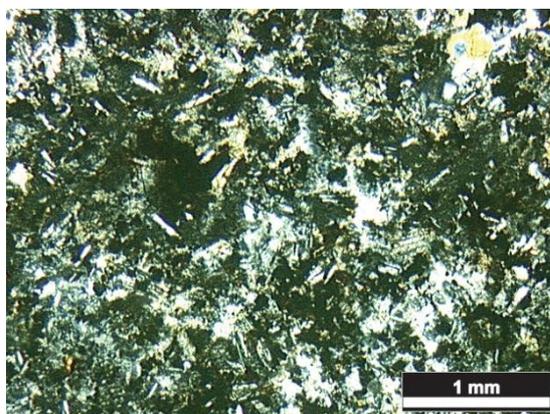


Figura 28. Fotomicrografia da matriz com arranjo estrutural granofírico. Nicóis cruzados.

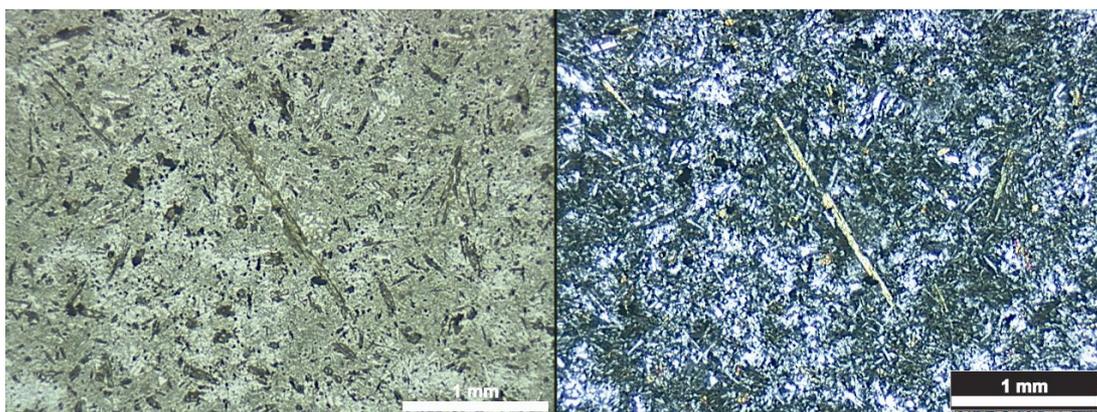


Figura 29. Fotomicrografia da matriz do granófiro com cristais ripidiformes e esqueletais de plagioclásio e piroxênio, cristálitos e minerais opacos. Destaque para a textura *quenching* com o piroxênio alongado e uralitizado. Nicóis paralelos e nicóis cruzados.

## 5.4 ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas visam à classificação geoquímica dos litotipos bem como os parâmetros físicos do magmatismo ácido da Bacia Paraná-Etendeka, cujo magmatismo toleítico tem cerca de 97,5% das rochas de composição basáltica e 2,5% de natureza félsica, andesitos e riolitos (Piccirillo et al. 1988). Os resultados das análises químicas estão expressos na tabela 1 e serão discutidos adiante.

	GA-03V	GA-03P	GA-04	GA-07	GA-10	GA-11	GA-12	GA-13	GA-14B	GA-16	GA-22	GA-24	GA-30	GA-34	GA-35B	GA-37
SiO <sub>2</sub>	62,60	68,88	66,91	68,96	66,51	66,88	67,07	67,01	52,09	67,24	53,19	52,20	52,24	64,99	67,66	65,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	12,13	13,10	11,95	12,87	12,74	13,05	12,76	13,36	12,74	13,42	13,91	14,00	13,14	12,92	12,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,71	5,99	5,87	6,00	5,93	5,84	5,90	5,84	12,34	6,24	12,73	12,95	12,11	7,24	6,03	6,32
MnO	0,130	0,100	0,070	0,100	0,110	0,090	0,110	0,090	0,180	0,110	0,180	0,190	0,190	0,150	0,090	0,110
MgO	1,48	1,21	0,92	1,13	1,22	1,31	0,95	1,31	4,69	1,00	4,48	4,73	5,38	1,52	1,15	1,36
CaO	3,31	2,96	2,14	2,76	3,10	2,94	2,50	3,03	8,72	2,50	8,47	8,56	8,90	3,48	3,02	3,48
Na <sub>2</sub> O	3,34	2,72	2,54	2,59	2,86	2,84	2,80	2,87	2,44	2,63	2,45	2,14	2,54	3,15	3,05	3,55
K <sub>2</sub> O	4,58	3,99	4,19	4,46	4,30	4,02	4,09	4,14	0,60	4,54	1,22	1,38	1,53	3,57	3,68	2,94
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,87	0,90	0,85	0,89	0,91	0,92	0,90	1,37	0,92	1,44	1,30	1,21	1,06	0,96	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,26	0,26	0,25	0,27	0,28	0,27	0,28	0,19	0,27	0,19	0,18	0,17	0,29	0,26	0,27
LOI	1,80	0,70	2,90	0,80	1,80	2,00	2,20	1,60	3,80	1,70	2,00	2,20	1,50	1,20	1,00	2,70
Total	99,77	99,81	99,80	99,85	99,86	99,85	99,86	99,83	99,78	99,89	99,77	99,74	99,78	99,79	99,82	99,80
Sc	19	17	16	16	17	17	17	17	34	18	35	40	38	19	18	19
Ni	4,8	3	2,2	3,2	2,3	2,3	2	2	5,4	3,2	8,4	14,3	19,2	2,8	2,1	1,4
Rb	197,2	178,5	187,9	181,9	177,5	165,6	172,3	177,6	13,1	185	36,5	43,9	45,7	149,7	157,2	149,3
Zr	259,6	224,2	248	218,6	233,5	233,6	242,9	240,9	136,1	238,4	145,8	155,7	145,4	234,3	225,1	222
Hf	7,2	6,4	6,9	5,9	7	6,9	6,8	7	3,8	6,9	4,4	4,2	4,1	6,5	6,3	6,2
La	48,1	39,9	49,9	36,6	39,8	39,5	39,3	41,1	20	38,1	21,3	23,4	22,3	39,9	47,6	36,2
Ce	94,1	84,2	110,6	81	85,7	85	82,9	89,9	44,3	85,1	46,1	52,7	48,5	86,9	106,3	80,6
Pr	11,91	9,65	12,95	9,15	9,8	9,75	9,75	10,24	5,22	9,63	5,6	6,05	5,65	9,67	13,49	9,09
Nd	46,8	37,7	52	35,5	40,2	38,2	37,2	39,4	20,9	37,4	24,1	25	22,7	36,8	58,9	35
Sm	9,56	7,51	10,34	7,08	7,75	7,6	7,59	7,86	4,68	7,28	5,22	5,36	4,97	7,76	12,93	7,2
Eu	1,88	1,44	2,03	1,42	1,54	1,47	1,54	1,5	1,34	1,43	1,43	1,45	1,39	1,61	2,98	1,41
Gd	10,43	7,3	10,57	6,52	7,35	7,05	7,81	7,12	5,19	6,61	5,39	5,41	5,07	7,59	15,4	6,69
Tb	1,72	1,17	1,72	1,08	1,18	1,15	1,25	1,17	0,88	1,09	0,88	0,94	0,85	1,26	2,58	1,11
Dy	10,01	6,39	9,84	6,08	6,59	6,41	6,9	6,7	5,1	6,22	5,13	5,4	5	7,16	15,45	6,33
Ho	2,13	1,38	2,04	1,2	1,36	1,29	1,52	1,28	1,04	1,2	1,07	1,12	1,01	1,45	3,32	1,21
Er	6,29	3,79	5,9	3,41	3,88	3,65	4,24	3,6	2,8	3,2	3,01	3,02	2,79	4,05	9,65	3,41
Tm	0,91	0,54	0,86	0,51	0,57	0,55	0,61	0,55	0,42	0,5	0,45	0,46	0,42	0,6	1,46	0,51
Yb	5,71	3,42	5,42	3,3	3,6	3,58	3,76	3,48	2,72	3,15	2,87	3,01	2,77	3,76	9,48	3,36
Lu	0,88	0,51	0,79	0,48	0,54	0,51	0,58	0,53	0,4	0,47	0,44	0,43	0,41	0,57	1,42	0,51

Tabela 1. Composição representativa dos elementos maiores (% de peso) e dos elementos traços (ppm) das amostras dos riolitos.

#### 5.4.1 Nomenclatura da Composição

De acordo com Garland *et al.* (1995), os riolitos da Província Magmática do Paraná podem ser classificados como dacitos-riolitos (baixo-Ti do grupo Palmas) e traquidacitos (alto-Ti do grupo Chapecó) usando o diagrama de álcalis versus sílica de Le Bas *et al.* (1986), entretanto, usando o diagrama de variação química de De La Roche *et al.* (1980) o grupo Palmas é plotado no campo dos riodacitos e o grupo Chapecó no campo dos dacitos. Como a terminologia de classificação dessas rochas não é muito clara, Garland *et al.* (1995) sugere se referir a essas rochas ricas em SiO<sub>2</sub> por “riolitos”. Erlank *et al.* (1984) utilizaram a classificação de quartzo latito para as rochas vulcânicas da Formação Etendeka que continham conteúdos de SiO<sub>2</sub> entre 66%-69%, sendo esta designação utilizada posteriormente por Milner, Duncan e Ewart (1992) e mantida (inexplicavelmente) por Bryan *et al.* (2010). Se consideradas classificações como R1-R2 dominam as composições riodacíticas, com um número reduzido de amostras ocupando os limites entre os campos dacito-quartzo latito, e assumida as recomendações da IUGS (LE MAITRE *et al.* 1989) predomina a composição dacítica e subordinadamente a riolítica. A classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas baixo-TiO<sub>2</sub>, segundo Nardy *et al.*, (2008) (Figura 30), ocupam o campo dos dacitos no sistema TAS. Consta-se, no entanto, que os conteúdos mais elevados de CaO e da razão FeO<sup>t</sup>/MgO do que os encontrados em riolitos típicos. Este fato justifica a adoção neste trabalho do sistema R1-R2 (Figura 31) que utiliza estes elementos nos procedimentos de classificação.

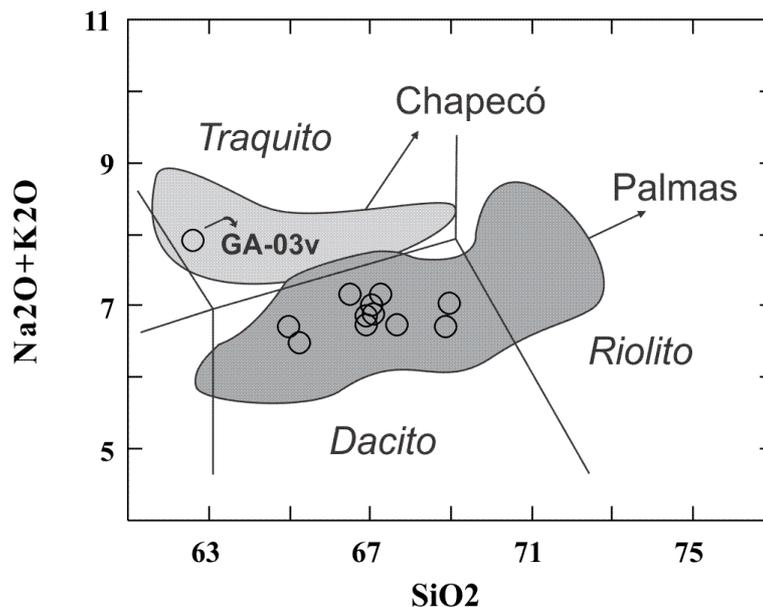


Figura 30. Classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó segundo o diagrama TAS (LE BAS *et al.*, 1986) em Nardy *et al.*, (2008).

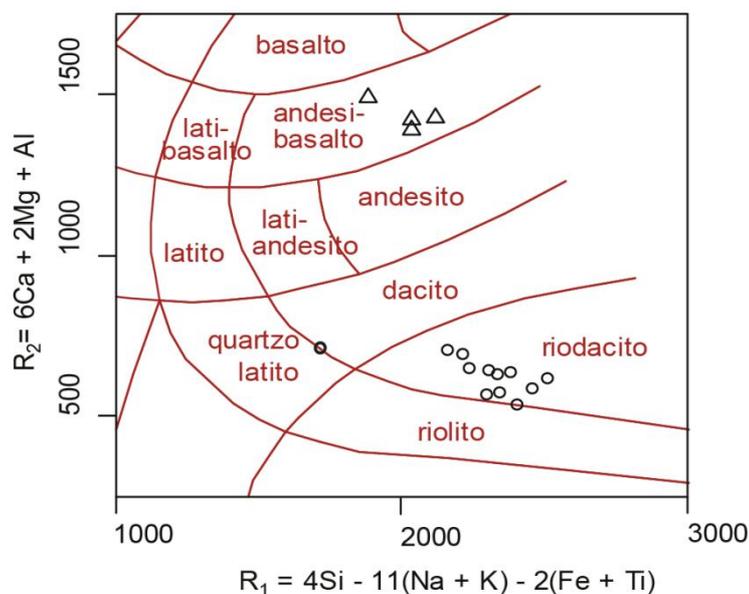


Figura 31. Diagrama R1R2 (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) para as rochas vulcânicas da região de São Marcos, RS. Associação toleítica, andesi-basaltos, quartzo latitos e riodacitos.

Os vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná foram divididos por Bellieni *et al.* (1986) como tipo Palmas, concentrado na parte sul da bacia, com baixos conteúdos de elementos incompatíveis e tipo Chapecó, presente no norte e centro da bacia, comparativamente mais enriquecido em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_4$ , Zr, Ba e Sr. Outra subdivisão baseada em geoquímica convencional e isotópica, foi proposta por

Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992), que subdividiu o tipo Palmas nos subgrupos Santa Maria e Caxias do Sul e o tipo Chapecó em Guarapuava, Ourinhos e Sarusas (Etendeka).

Segundo Nardy *et al.* (2008) o grupo Palmas não possui uma composição química homogênea podendo ser subdividido em um tipo com baixo Ti ( $\text{TiO}_2 < 0,87\%$ ), formado pelos subgrupos Santa Maria e Clavelândia, e o grupo alto em Ti ( $\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$ ) conforme ilustrado nas figuras 34 e 35.

A discriminação dos diferentes subgrupos de rochas ácidas do tipo Palmas foi feito segundo os diagramas utilizados por Nardy *et al.* (2008) (Figuras 32 e 33), onde as amostras analisadas representam preferencialmente rochas com composição química semelhante às do tipo Caxias do Sul.

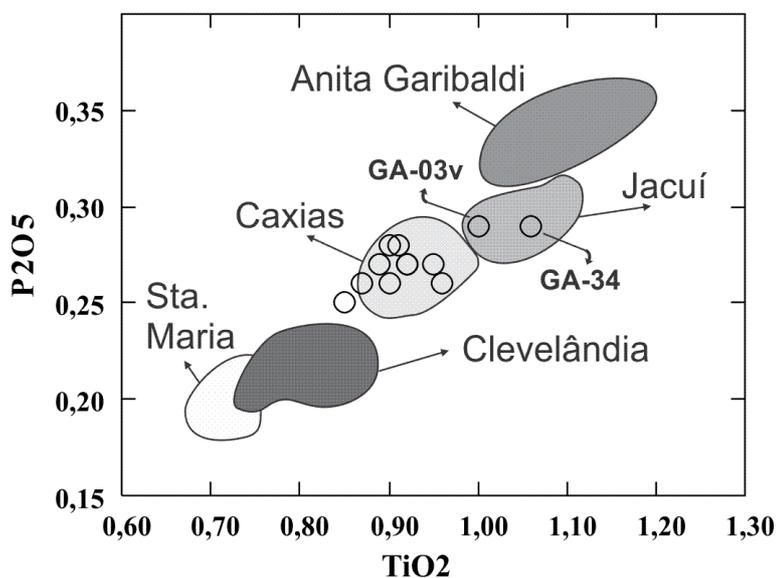


Figura 32. Diagrama discriminante dos diferentes sub-grupos de rochas do tipo Palmas segundo Nardy *et al.*, (2008).

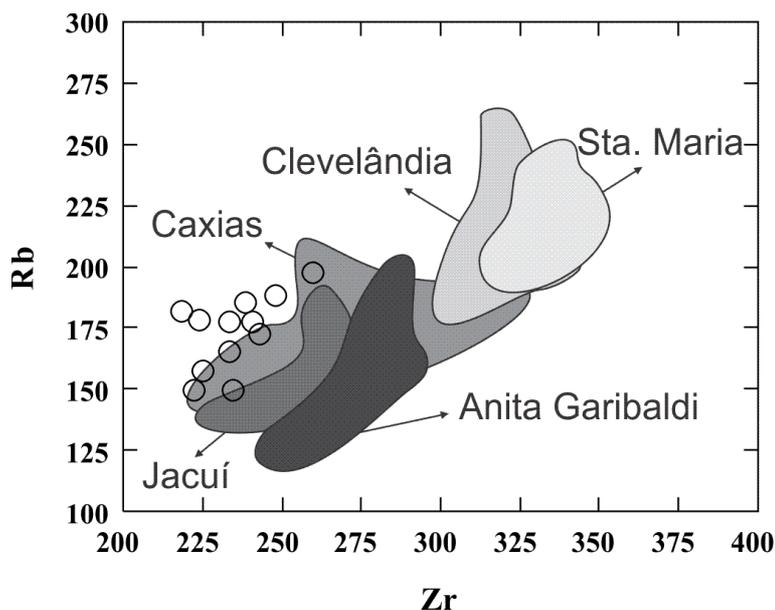


Figura 33. Diagrama de variação (Zr vs. Rb) dos diferentes sub-grupos de rochas do tipo Palmas segundo Nardy *et al.*, (2008).

Dados do trabalho de Garland *et al.* (1995), indicam que os riolitos do tipo Palmas sofreram assimilação crustal, sendo derivados da fusão crustal dos basaltos do tipo Gramado.

Nos diagramas de Harker observa-se um *gap* composicional entre os andi-basaltos e riodacitos (Figuras 34 e 35). Nos riodacitos, o decréscimo nos conteúdos de  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  é compatível com o fracionamento de plagioclásio + piroxênio + ilmenita/magnetita. O potássio mostra um enriquecimento com a diferenciação indicando uma menor participação de sanidina entre as fases fracionadas. O decréscimo dos teores Sr, Ni e Sc com a diferenciação é coerente com as fases fracionadas enquanto esta tendência quanto aos conteúdos de Zr e Hf pode estar relacionada com o fracionamento de zircão.

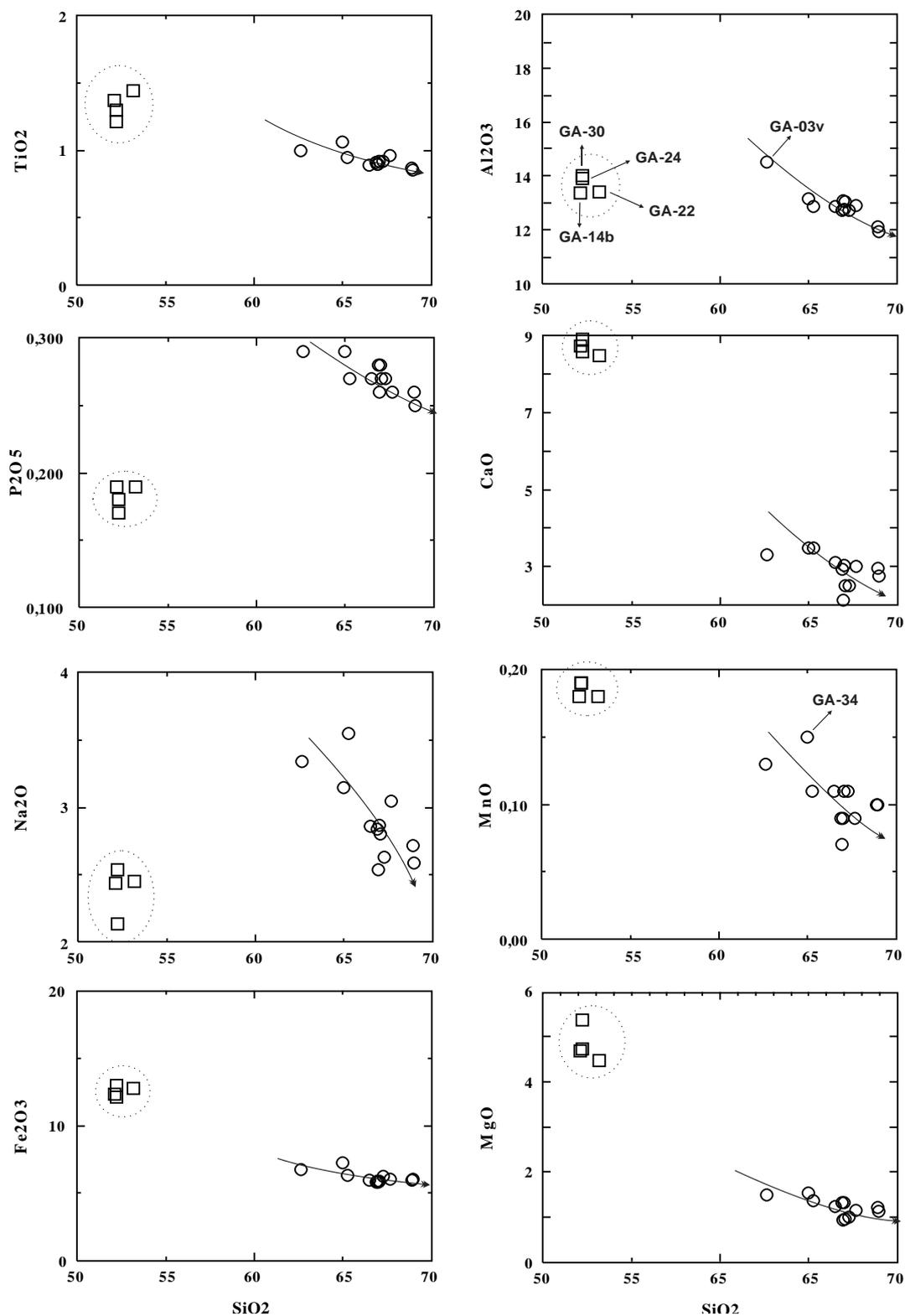


Figura 34. Diagrama de Harker das rochas básicas (quadrados) e ácidas (círculos) da região de São Marcos.

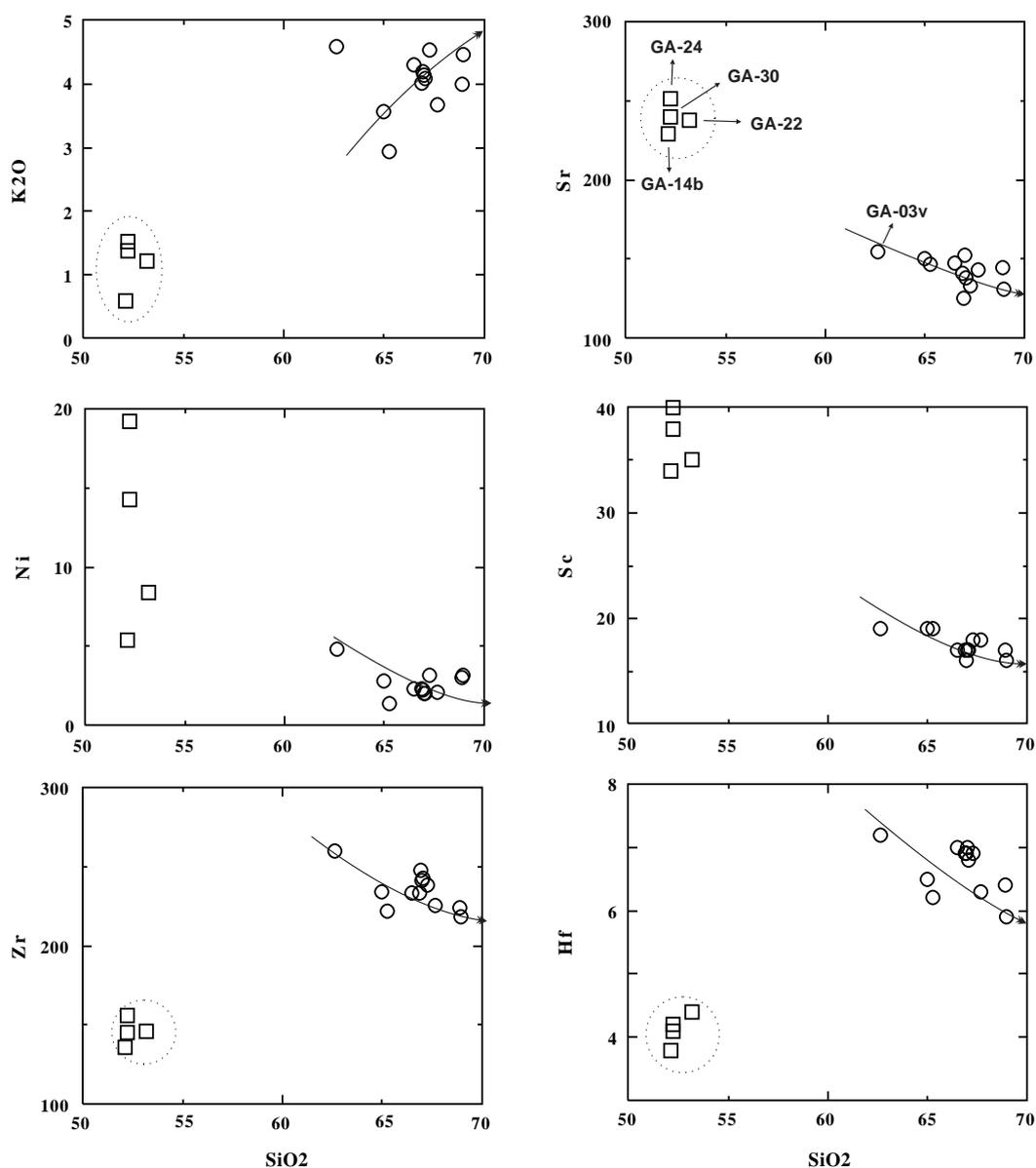


Figura 35. Diagrama de Harker das rochas básicas (quadrados) e ácidas (círculos) da região de São Marcos.

O padrão de ETR observado nos riódacitos mostra um enriquecimento nos ETRL em relação à ETRP (Figura 36) com uma anomalia de Eu, devida provavelmente ao fracionamento do plagioclásio durante a cristalização. (MANTOVANI; CORDANI; ROISENBERG, 1985; MANTOVANI *et al.*, 1995).

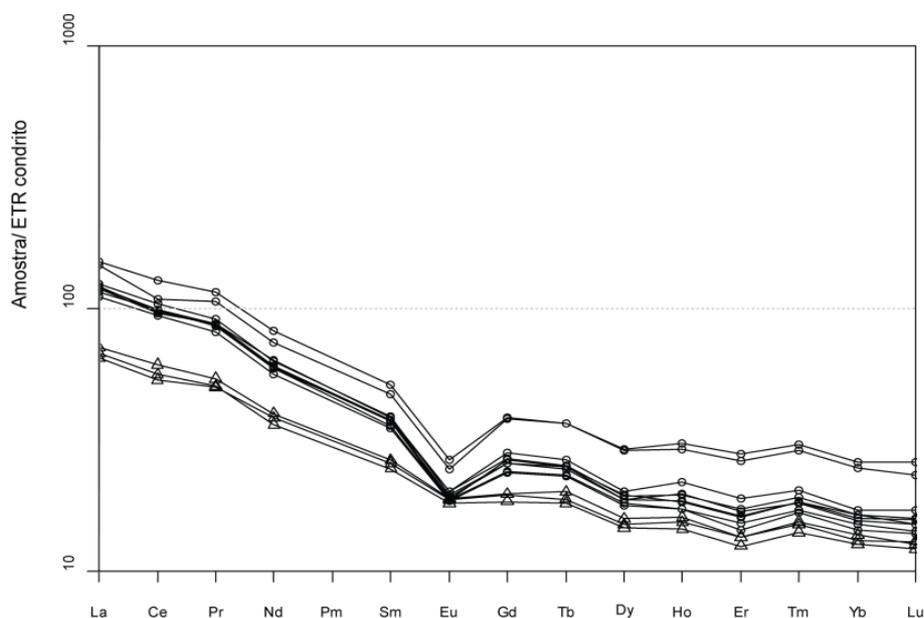


Figura 36. Comportamento das rochas ácidas da região de São Marcos, normatizados em relação ao Condrito de Nakamura (1974).

#### 5.4.2 Temperatura

Os vulcanitos ácidos da Bacia Paraná-Etendeka possuem predominantemente uma textura afírica que implica em temperaturas super-liquidus (GREEN; FITZ III, 1993) que permitem a cristalização primária (diferente de desvitrificação) após a erupção.

Milner, Duncan e Ewart (1992) estimaram por geotermometria de piroxênios temperaturas da ordem de 1000-1100° C em vulcanitos ácidos da Formação Etendeka com fenocristais de plagioclásio, piroxênios, titanomagnetita e ilmenita, semelhantes às temperaturas obtidas pelo método de saturação de apatita (HARRISON; WATSON, 1984) que são da ordem de 995-1025° C. Bellieni *et al.* (1984) estimaram para os vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná temperaturas da ordem de 1030° C (38° C), semelhantes às assumidas por Roisenberg e Viero (2000) que sugerem temperaturas de cristalização da ordem de 1050° C para os granófiros maciços.

No presente trabalho a temperatura média de cristalização dos magmas foi calculada com o auxílio do programa *KWare Magma*, o valor mínimo de

cristalização foi de 946°C e o máximo de 1001°C para as ácidas, com a média em 972°C. Para os basaltos a temperatura mínima foi de 1004°C, a máxima de 1080°C, ficando a média da temperatura em 1049°C.

Os resultados calculados e obtidos em bibliografias indicam altas temperaturas para estes fluxos, comuns, portanto, em províncias continentais de platô e bem superiores às obtidas em fluxos ácidos convencionais.

### **5.4.3 Viscosidade**

As características físicas dos vulcanitos ácidos como a ampla extensão lateral e bases muitas vezes maciças, indicam uma alta mobilidade para estes fluxos. Além da temperatura a composição pode ser um fator que modifica a viscosidade efetiva de magmas. A relação molar álcali/alumina de 1:1 foi sugerida por Dingwell (1986) como a viscosidade máxima para um líquido silicatado, decrescendo em direção aos sistemas peralcalino e peraluminoso. Outro fator composicional importante é o conteúdo de ferro e de voláteis. Mysen e Virgo (1989) mostram que sistemas silicatados ricos em ferro e com baixo estado de oxidação podem ter a viscosidade significativamente reduzida.

A relação molar CaO, álcalis e alumina dos fluxos ácidos de São Marcos indica um caráter metaluminoso que, portanto, não explica a alta mobilidade destes. A mineralogia primária anidra (piroxênios, quartzo e feldspatos) indica conteúdos muito baixos de H<sub>2</sub>O no magma. Portanto a temperatura foi indubitavelmente o fator principal que influenciou a viscosidade destes fluxos.

## 6. CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA

Na década de 2000 o Rio Grande do Sul se encontrava na oitava posição no ranking nacional do setor de produção de rochas ornamentais, extraindo um valor de 86.000 toneladas por ano, destes 58% granitos e 42% basalto, o que dá em torno de 49.880 toneladas de granito e 36.120 toneladas de basalto (ABIROCHAS, 2001).

A caracterização desta jazida de riodacitos bandados de São Marcos e das rochas ornamentais extraídas deles é de fundamental importância para o setor de rochas ornamentais do estado do RS, pois apresenta um produto novo e singular, com características ornamentais de grande aceitação no mercado. As informações sobre as características das rochas e geologia da área fornecem dados de fundamental importância para a extração dos blocos e abertura de novas frentes de lavra, que poderão impulsionar o desenvolvimento da mineração, trazendo grandes benefícios para os associados da Cooperativa de Mineração de São Marcos (COOPERMISAM) e possibilitando assim a injeção de um novo recurso para o setor financeiro da cidade de São Marcos.

Os ensaios tecnológicos foram realizados nos Laboratórios de Mecânica de Rochas do Departamento de Geotecnia da Fundação de Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul (CIENTEC), onde foram caracterizadas as propriedades físicas e físico-mecânicas principais das rochas através dos seguintes ensaios tecnológicos: índices físicos; resistência ao impacto de corpo duro; velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas longitudinais; desgaste por abrasão *Amsler*, e determinação do brilho. Os demais ensaios tecnológicos utilizados para as caracterizações física e físico-mecânicas das rochas não puderam ser realizados a tempo, são eles: resistência à flexão; resistência à compressão uniaxial; perda de resistência após congelamento e degelo; ataque químico; resistência à compressão puntiforme; módulo de deformabilidade e coeficiente de Poisson estáticos; dilatação térmica linear e resistência ao manchamento.

## 6.1 GEOLOGIA DA PEDREIRA

A Mina Frei Caneca está geologicamente localizada na raiz de um domo ácido (Figuras 37 e 38), as rochas ali extraídas são classificadas geoquimicamente como riodacitos. Este domo ácido constitui um corpo tabular de grande extensão lateral, da ordem de no mínimo 8 quilômetros aflorantes e com uma espessura mínima aflorante de 240 metros, e se caracteriza por apresentar uma zonação definida pela presença de um nível de *pitchestone* no contato com as lavas básicas sotopostas, gradando para vitrófiros e granófiros em direção a sua porção central (Figura 37).

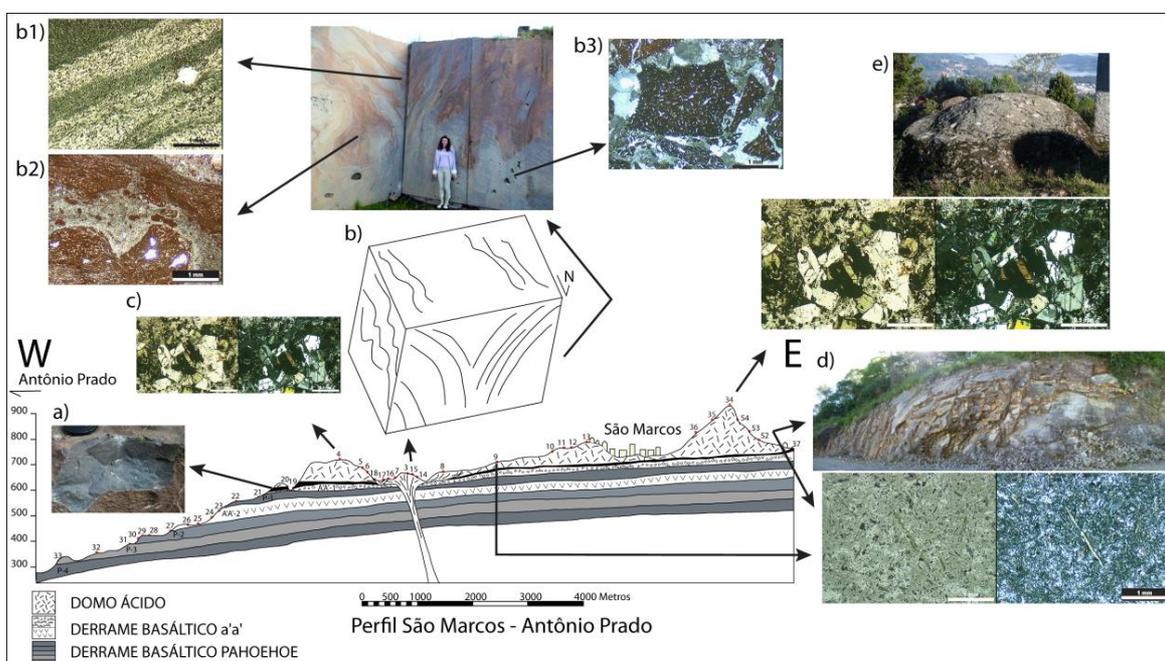


Figura 37. Perfil esquemático representando as litologias do domo: a) nível de *pitchestone*; b) bloco-diagrama da raiz do domo na região onde foi iniciada a frente de lava nos vitrófiros; b1) bandamentos de fluxo; b2) autobrechas riodacíticas b3) brechas hidráulicas; c) granófiro com textura “quench” de plagioclásio; d) granófiro com estrutura de domo e textura “quench” de piroxênio e e) granófiro com estrutura de domo e textura glomeroporfírica.

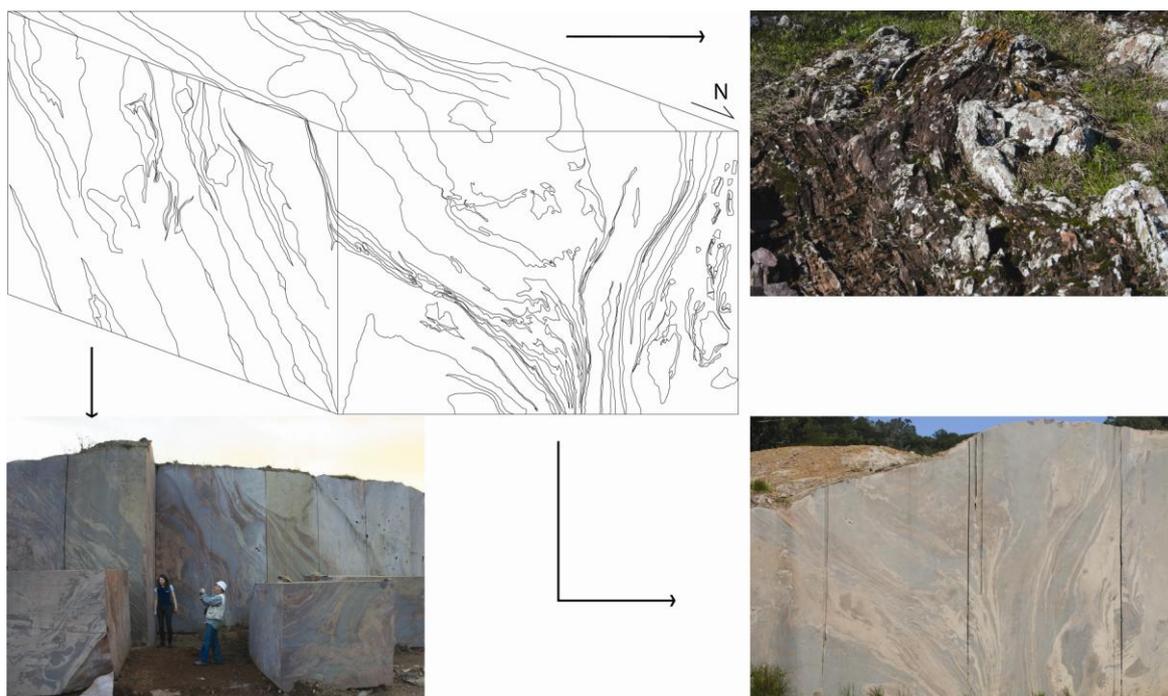


Figura 38. Bloco-diagrama da raiz do domo localizada na mina Frei Caneca.

A beleza ornamental dos vitrófiros se dá devido à excepcionalidade de movimentação presente na rocha, que é formada por bandamentos de fluxo, brechações e amígdalas, os quais se apresentam em diferentes tamanhos, espessuras, cores e tonalidades, tanto os bandamentos quando as brechas variando de milimétricos a decimétricos e com diferentes cores e tonalidades (Figuras 39, 40 e 41).

Os bandamentos de fluxo representam o fluxo do magma ascendendo pela raiz do domo e se espalhando na superfície. As bandas são formadas por diferenças no tamanho de grãos, quantidade de vidro, oxidação e presença de amígdalas preenchidas por quartzo, sua coloração varia de cinza clara a tonalidades vermelhas a castanhas devido à oxidação.

As brechas presentes são de duas naturezas distintas, uma foi formada devido ao escape de fluídos do magma, sendo caracterizada como uma brecha hidráulica, e a outra devido à fragmentação de um magma cristalizando que foi intrudido por outro aporte magmático, gerando autobrechas riodacíticas. As brechas hidráulicas são formadas por clastos angulosos e bastante fragmentados, sendo cimentadas por uma matriz monominerálica de zeólitas, ao passo que as autobrechas são formadas por brechas bastante sinuosas que estão interagindo

com o magma e estão cimentadas por lava predominantemente vítrea. A variação de cor presente nos dois tipos de brecha é devida à quantidade de mesóstase microgranular, vítrea e oxidação, variando de tons acinzentados a acastanhado e vermelho.



Figura 39. Bloco de riodacito sendo serrado em uma máquina de fio diamantado.



Figura 40. Chapa de riodacito polido evidenciando as estruturas de fluxo.



Figura 41. Chapa de riodacito com estruturas de fluxo e autobrechas.

## 6.2 RESULTADOS DOS ENSAIOS

Os resultados dos ensaios de caracterização tecnológica dos riodacitos estudados podem ser observados na tabela 2 e nos gráficos da figura 42, onde estão comparados com o Basalto Cinza Pampas (CIEN TEC, 2009), que é o nome comercial dado a uma unidade ácida de composição riodacítica explorada na cidade de Paraí. Foram analisadas duas amostras de riodacitos, o vitrófiro oxidado de cor vermelha e o vitrófiro são de cor cinza escura.

<b>Classificação Petrográfica</b>	<b>Basalto Cinza Pampas</b>	<b>Riodacito Cinza</b>	<b>Riodacito Vermelho</b>
Absorção de água (%)	0,9	0.6	0.8
Porosidade aparente (%)	2,1	1.5	1.9
Massa específica aparente seca (g/cm <sup>3</sup> )	2,53	2,53	2,51
Velocidade de propagação de ondas (km/s) (Pundict)	4,97	5,0	4,9
Desgaste por abrasão <i>Amsler</i> (mm)	0,7	0.6	0.8
Resistência ao impacto de corpo duro (cm)	50	47	45
Brilho	58	59	61

Tabela 2. Comparação entre os resultados dos ensaios tecnológicos da pesquisa e os ensaios da CIEN TEC, (2009).

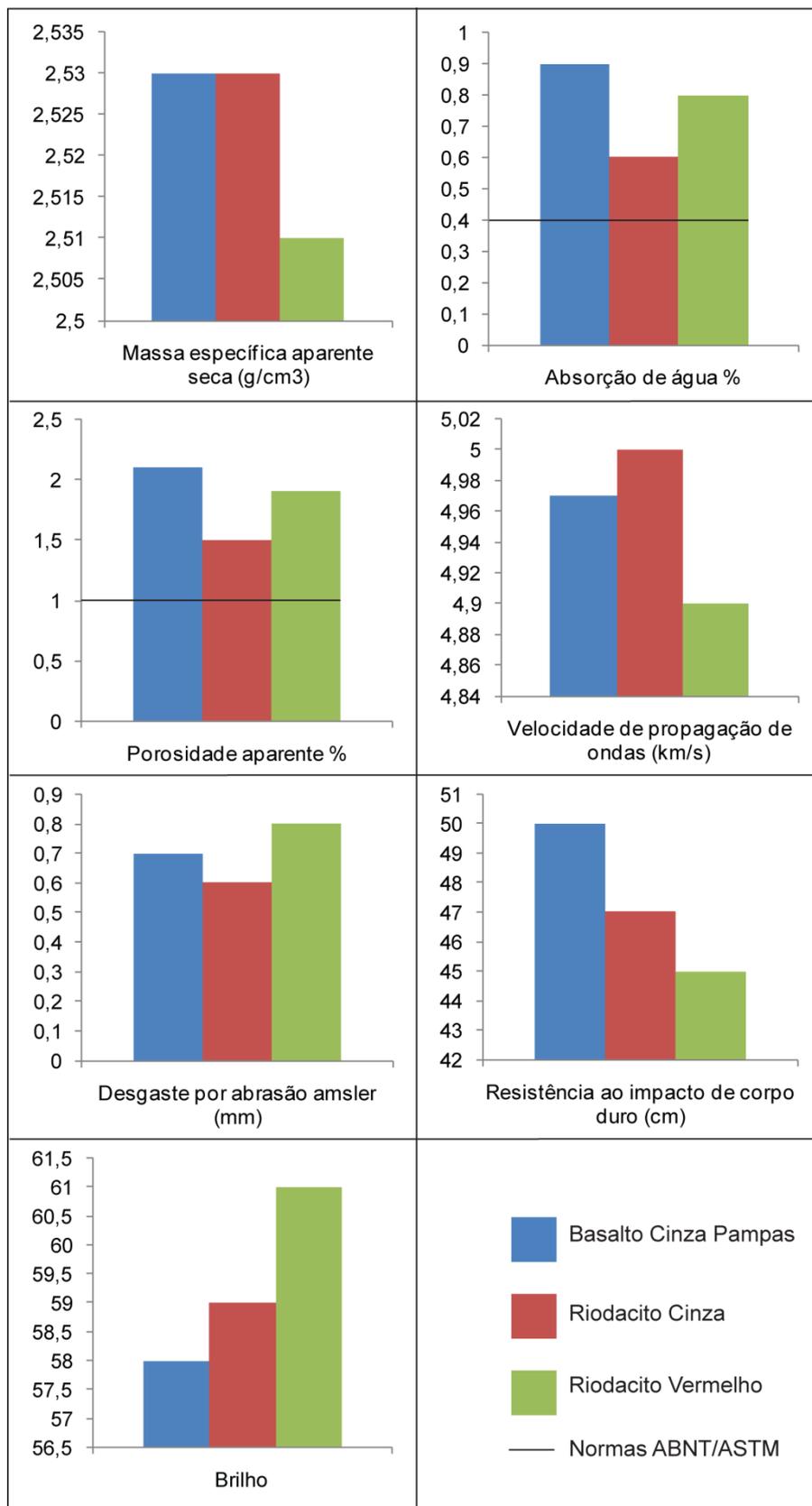


Figura 42. Síntese dos ensaios tecnológicos do Riodacito Frei Caneca comparados com o Basalto Cinza Pampas.

### 6.2.1 Índices Físicos

Os valores de porosidade aparente obtidos para os riodacitos cinza e vermelho foram de 1,5 e 1,9% respectivamente e são inferiores ao obtido no Basalto Cinza Pampas, 2,1, porém são superiores ao valor de 1,0% sugerido pela norma ABNT/ASTM. Os valores de absorção d'água também se situam acima do valor 0,4% indicado pela norma C-615 da ASTM (1992), sendo o riodacito cinza o que obteve o menor valor, 0,6%, seguido do riodacito vermelho, 0,8% e por último o Basalto Cinza Pampas, 0,9%. As amostras apresentam valores de porosidade e absorção d'água ligeiramente acima do limite sugerido, provavelmente devido à quantidade de vesículas e amígdalas presentes na rocha.

### 6.2.2 Massa Específica Aparente Seca

A variedade do riodacito de cor cinza apresenta o mesmo valor para massa específica aparente seca que o basalto Cinza Pampas, 2,53 g/cm<sup>2</sup>, o riodacito vermelho apresentou uma massa específica inferior aos anteriores, com 2,51 g/cm<sup>2</sup>. Ambos os três estão próximos dos 2,56 g/cm<sup>2</sup>, valor mínimo fixado pela norma C-615 da ASTM (1992) e sugerido por Frazão e Farjallat (1995).

### 6.2.3 Velocidade de Propagação de Ondas Longitudinais

Os valores de velocidade de propagação de ondas obtidos para os riodacitos cinza e vermelho foram muito próximos ao valor do basalto Cinza Pampas, 5,0; 4,9 e 4,97 respectivamente, e ambos os três situam-se ligeiramente acima do valor limítrofe mínimo sugerido por Frazão e Farjallat (1995) e a norma ASTM, que é o intervalo de 4,0 a 4,5 km/s.

### 6.2.4 Desgaste Abrasivo (*Amsler*)

Os resultados para o desgaste abrasivo situam-se no intervalo entre 0,6 e 0,8 mm. A norma ASTM C-615 (1992) não especifica valores limites. Frazão e Farjallat (1995) sugerem um limite máximo de 1,0 mm para o desgaste em rochas

silicáticas de boa qualidade, os resultados obtidos estão acima deste limite, indicando que os riodacitos possuem uma dureza elevada.

#### **5.2.4 Resistência ao Impacto de Corpo Duro**

Os valores encontrados nos riodacitos para a resistência ao impacto de corpo duro foram inferiores aos do basalto Cinza Pampas, 50 m, sendo de 47 m para o riodacito cinza e 45 m para o riodacito vermelho, estando os três superiores ao valor mínimo de 40 cm estabelecido por Frazão e Farjallat (1995).

#### **6.2.5 Intensidade do Brilho**

A intensidade do brilho é medida no acabamento final da superfície da rocha através da quantificação do brilho com medida direta da refletância. O valor medido é comparado ao valor do brilho do vidro, cuja escala varia de 0 a 100. As amostras estudadas apresentaram valores acima do obtido para o basalto cinza Pampas, 58, sendo o riodacito vermelho o mais brilhoso, com o valor de 61, e o riodacito cinza pouco acima do basalto cinza Pampas, 59.

## 7. CONCLUSÕES

Para melhor clareza a conclusão foi dividida em duas partes, a primeira consiste em uma discussão sobre a origem das rochas ácidas e a segunda sobre a viabilidade do uso dos riolitos como rocha ornamental.

### 7.1 FLUXOS DE LAVAS ÁCIDAS VERSUS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE ALTA TEMPERATURA

Conceitualmente lavas ácidas com ampla extensão areal (riolitos de platô) representam fluxos coerentes (não-particulados) originados por uma efusão contínua ou por *fire fountaining*. Segundo Wolff e Wright (1981), tufos soldados reomórficos ou reoignimbritos representam fluxos particulados, com grãos sustentados por gases, soldados *in situ* e posteriormente deslocados como um fluxo secundário, viscoso e coerente (não-particulado). Ignimbritos do tipo *lava-like* Gomez Tuff (PARKER *et al.* 1986) preservam na base as texturas piroclásticas. No caso do ignimbritos *lava-like*, a base dos depósitos apresenta-se em geral bandada e/ou dobrada além de levemente vesiculada.

Os critérios diagnósticos para distinguir qual dos três tipos de depósitos aflora na região de São Marcos fundamentou-se principalmente nos trabalhos de campo, descrições petrográficas e comparação com outras áreas da Bacia do Paraná a nas observações de Fink (1983), Bonnichsen e Kauffman (1987), Henry e Wolff (1992) e Green e Fitz III (1993).

Na base das unidades vulcânicas ácidas da Bacia Paraná-Etendeka são observadas porções vitrofíricas maciças e autobrechas (MILNER; DUNCAN; EWART, 1992; UMANN *et al.* 2001; ROISENBERG; VIERO, 2000). Tais características basais são típicas de derrames ácidos, diferente de reoignimbritos, que preservam piroclastos na base e não sofrem homogeneização por fluxos secundários. Este fato é plenamente percebido nos depósitos de base dos reoignimbritos da Formação Barrel Springs (HENRY *et al.* 1989).

As zonas intermediárias dos fluxos ácidos de São Marcos caracterizam-se por uma textura fanerítica fina construída a partir de uma petrotrama micropoiuquilitica a microgranofírica. A possibilidade da desvitrificação avançada

não é descartada, o que poderia obliterar ou mesmo destruir as texturas primárias. Desvitrificações deste porte podem ser encontradas em derrames espessos, reoignimbritos e ignimbritos (MCPHEE *et al.*, 1993), não sendo diagnósticas do tipo de depósito.

As feições encontradas nos vitrófiros do topo dos vulcanitos de São Marcos podem ocorrer em qualquer um dos três depósitos discutidos. A presença de vitrófiros no topo seguido de zonas intermediárias desvitrificadas é comum tanto lavas como em fluxos piroclásticos. A diferença fundamental, conforme apontado por Bonnicksen e Kauffman (1987) é que em unidades piroclásticas o contato é abrupto entre estes dois níveis, diferente dos fluxos de lava onde o contato é transicional a convoluto.

As unidades vulcânicas ácidas possuem camadas espessas, bandamento de fluxo, dobras e, no caso de São Marcos, uma suave diminuição das espessuras quando mais distante da zona de alimentação. Não foram observadas mudanças faciológicas laterais, que segundo Branney e Kokelaar (1992), são comuns, tanto verticalmente como horizontalmente, em depósitos de reoignimbritos.

A geometria das camadas, supostamente com baixa razão entre a espessura e lateralidade tem sido usada como um forte argumento para uma origem piroclástica para os litotipos ácidos do Grupo Etendeka (MILNER, DUNCAN; EWART, 1992; MILNER *et al.*, 1995). Conforme destacado por Henry e Wolff (1992) derrames ácidos de alta temperatura colocados sobre uma topografia suave desenvolvem também uma relação de aspecto. Derrames com estas características podem atingir grandes extensões laterais (p. ex. 56 km no Riolito Bracks em Henry *et al.* (1989), e > 50 km no Riolito Dorsey Creek em Henry e Wolff (1992)).

A identificação petrográfica de púmices, mesmo que rara, tem sido apresentada como um fato inequívoco da origem piroclástica destes depósitos (MILNER; DUNCAN; EWART, 1992; ROISENBERG; VIERO, 2000). Paradoxalmente, diversos trabalhos descrevem presença destes constituintes em lavas ácidas (CAS; WRIGHT, 1987; MANLEY; FINK, 1987; SAMPSON, 1987; MCPHIE; DOYLE; ALLEN, 1993), podendo-se concluir que a verdadeira informação que estes constituintes oferecem é sobre a vesiculação e

fragmentação do sistema. No caso da Formação Serra Geral a presença de constituintes "diagnósticos" de uma origem piroclástica é raramente documentada. Dos 36 riolitos descritos por Comin-Chiaramonti *et al.* (1988 p. 67) apenas em um os autores observaram a presença de *fiamme* (do italiano chamas, em função da morfologia). Mesmo a avaliação textural de Milner, Duncan e Ewart (1992) sobre a Grupo Etendeka pode ser discutida ( p. 214), pois as texturas descritas por estes autores (glomeroporfírica, sieve e porfírica) aliadas a euedria dos fenocristais são típicas de lavas e não de ignimbritos, mesmo que reomórficos. Púmices e *shards* podem, segundo Fink e Manley (1987), ocorrer em lavas riolíticas devido à ascensão dos voláteis ao longo de microfraturas, que volatizando porções dos derrames geram púmices e vitroclastos, especialmente em derrames espessos. Processos de alteração e desvitrificação em lavas podem desenvolver falsos mosaicos que desenvolvem geometrias semelhantes a texturas vitroclásticas (MCPHIE *et al.*, 1993).

A ausência de piroclastos, de fragmentos acidentais e de cristaloclastos nos vulcanitos ácidos de São Marcos, mesmo nas porções basais, pode ser também utilizada como uma evidência para uma origem a partir de fluxos de lavas.

## 7.2 ENSAIOS TECNOLÓGICOS

O riolito apresentou valores de porosidade ligeiramente superiores a >1,0%, absorção >0,4% e massa específica aparente seca < 2,55 g/cm<sup>3</sup>, sendo, portanto, uma rocha muito pouco fraturada que absorve água em poros e fraturas, sendo indicada como revestimento interno. Os altos valores de propagação das ondas, >4,5 m/s, indicam que o grau de fraturamento não é elevado. As chapas polidas atenderam à faixa limite de desgaste por abrasão ( $\leq 1,0$  cm), o que significa que é viável a aplicação dessas rochas como piso interno.

## REFERÊNCIAS

ABIROCHAS, 2001. **Rochas ornamentais no século XXI**. Rio de Janeiro: CETEM.

ALMEIDA, F.F.M. 1966. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 2. Porto Alegre. Centro Acadêmico de Estudos Geológicos UFRGS, p. 45-89.

ALMEIDA, F.F.M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas...**, Curitiba, v. 1, p. 1-20.

ALMEIDA, F.F.M. 2004. **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida**. Organizadores: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. São Paulo. 647p.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 30, p. 159-189.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon Dates of Basaltic Rocks from Southern Brazil: **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.30, p. 159-189.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS – ASTM C 615. **Standard specification for granite dimension stone**. 2p, 1992.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS – ASTM D 2845/69. **Standard Test Method for Laboratory Determination of Pulse Velocities and Ultrasonic Elastic Constants of Rock**.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS – ASTM D523/94. **Standard Test Method for Specular Gloss**.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT NBR 12764/92. 1992. Rochas para revestimento – Determinação da resistência ao impacto de corpo duro. Rio de Janeiro. 2p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT NBR 12766/92. 1992. Rochas para revestimento: determinação da massa específica seca aparente, porosidade aparente e absorção d'água aparente. Rio de Janeiro.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – NBR 12042/92. Materiais inorgânicos. Determinação de desgaste por abrasão Rio de Janeiro.

BASKI, A.K.; FOLDOR, R.V.; FERRAR, E. 1991. Preliminary results of  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating studies on rocks from the Serra Geral flood basalt province and the Brazilian continental margin. **Eos (Transactions - American Geophysical Union)**, v. 72, 300 p.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILO, E.M.; STOLFA, D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 355-383.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1984a. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 579-618.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1984b. High- and low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen**, v. 150, p.273-306.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILO, E.M.; ROISENBERG, A. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from Paraná Basin (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p.915-944.

BONNICHSEN, B.; KAUFFMAN, D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, south-western Idaho. In: Fink JH (ed) *The emplacement of silicic domes and lava flows*. **Geological Society of America Special Papers**, v. 212, p.119-145.

BRANNEY, M.J.; KOKELAAR, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from paniculate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 504-520.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE E EXHIBITION SHORT COURSE - BRAZILIAN GEOLOGY PART II, Novembro 8-11, Rio de Janeiro, Brasil.

CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M. 1990. Vulcões do Brasil. **Revista Ciência Hoje**, v. 11, n. 62, p. 28 - 36.

CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. 1987. **Volcanic Successions: Modern and Ancient: London**: Allen and Unwin. 528p.

CIENTEC, FUNDAÇÃO DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA. 2009. **Características tecnológicas de rochas ornamentais do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 74p.

COFFIN, M.F.; ELDHOLM O. 1994. Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. **Reviews of Geophys.**, v.32, p. 1-36.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENE, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanic and related intrusive from the Paraná Basin (Brasil). In: PICCIRILLO E.M., MELFI A.J. (eds) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin**: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600p.

CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H., REIMER, V.; ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.52, p. 785-799.

CORDANI, U.G.; VANDOROS, P. 1967. Basaltic rocks of the Parana basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds). **Problems in Brazilian Gondwana geology**. DG-UFPR, Curitiba, p. 207-234.

CREER, K.M.; MILLER, J.A.; SMITH, G.A. 1965. Radiometric age of the Serra Geral formation. **Nature**, v.207, p. 208-283.

DE LA ROCHE, H. ; LETERRIER, J. ; GRANDCLAUDE, P. ; MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p. 183–210.

DINGWELL, D.B. (1986) Viscosity-temperature relationships in the System  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{-Na}_4\text{Al}_2\text{O}_5$ . **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.50, p.1261-1265.

EKREN, E.B.; MCINTYRE, D.H.; and BENNETT, E.H., 1984, High-temperature, large-volume, lavalike ash-flow tuffs without calderas in southwestern Idaho. United States, 73 p. (Geological Survey Professional Paper, n. 1272)

ELLIS, D.; BELL, B. R.; JOLLEY, D.W.E.O.; CALLAGHAN, M. 2002. The stratigraphy, environment of eruption and age of the Faroes Lava Group, NE Atlantic Ocean; in **The north Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Process** (eds) JOLLEY, W.D.; BELL, R.B.. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 197, p.253–270.

ERLANK, A.J. 1984. Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province. **Geological Society of South Africa. Special Publication**, n. 13, p. 105-123,

FINK, J. H. 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow; Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 3, p. 362-380.

FINK, J.H.; MANLEY, C.R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. In: FINK JH (ed) The emplacement of silicic domes and lava flows. **Geological Society of America Special Paper.**, v. 212, p. 77-88.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B; FORMOSO, M.L.L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n.1, p. 49-57.

FRASCÁ, M.H.B.O. 2002. **Qualificação de rochas ornamentais e para revestimento de edificações**: caracterização tecnológica e ensaios de alterabilidade. Simpósio Brasileiro de Rochas Ornamentais, 1; Seminário de Rochas Ornamentais do Nordeste, 2. 28 nov. – 01 dezembro 2001, Salvador. Rio de Janeiro: CETEM/MCT. 145 p.

FRAZÃO, E.B. 2002. **Tecnologia de rochas na construção civil**. São Paulo, ABGE. 132 p.

FRAZÃO, E.B.; FARJALLART, J.E.S. 1995. Seleção de pedras para revestimento e propriedades requeridas. São Paulo. **Revista de Rochas de Qualidade**, v. 124, 8 p.

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590-611.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1995. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites (*sic*), Southern Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, p. 1193-1227.

GOOGLE MAPS. <http://maps.google.com.br/>

GREEN, J. C.; FITZ, III, T.J.1993. Extensive felsic lavas and rheognimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition: **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 54, p. 177-196.

HARRISON, T. M.; WATSON, E. B. 1984. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 7, p. 1467-1477.

HENRY, C.D.; PARKER, D.F.; BARKER, D.S. (eds) **Igneous geology of Trans-Pecos Texas**. Austin, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, v. 23, p. 286-302.

HENRY, C.D.; PRICE, J.G.; PARKER, D.F.; WOLFF, J.A. 1989. Mid-Tertiary silicic alkali magmatismo of Trans-Pecos Texas: reomorphic tuffs and extensive silicic lavas. In: CHAPIN, C.E; ZIDEC, J. (eds) Field excursions to volcanic terrains in the western United States, I: Southern Rocky Mountain region. **New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin**, v. 46, p. 231-274.

HENRY, C.D.; WOLFF, J.A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 171-186.

JERRAM, D.A.; MOUNTNEY, N.; HOWELL, J.; LONG, D.; E STOLLHOFEN, H. 2000. Death of a sand sea erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. **Journal of the Geological Society of London**, v. 157, p. 513-516.

KASANZU, C.; MABOKO, M.A.H.; MANYA, S. 2008 Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. **Precambrian Research**, n. 164, p.201–213.

LE BAS, M. J. ; LE MAITRE, R. W. ; STRECKEISEN, A. ; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745-750.

LE MAITRE, R.W. 1989. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms**: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford, 193p.

LEINZ, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. **Boletim FFCHL-USP: Geologia**, v. 5. 103p.

LUCHETTI, A.C.F. 2010. Aspectos **vulcanológicos dos traquidacitos da região de Piraju – Ourinhos (SP)**. Dissertação (mestrado), São Paulo: USP. 115p.

MAACK, K. 1952. Die Entwicklung der Gondwana-Schichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Karru-Formation Suedafrikas. **INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, ALGER**, v. 19, p. 339-372.

MACHADO, F.B. 2002. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, v. 21, n. 1, p. 15-32.

MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G., ROISENBERG A. 1985. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 61-65.

MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; DE SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state, southern Brazil. **Journal of Petrology**, v. 26, p. 187-209.

MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. 1989. Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná (Brasil Meridional). **Geochimica Brasiliensis**, v. 3, p. 33-50.

MCPHIE, J. ; DOYLE, M. ; ALLEN, R. 1993. **Volcanic Textures**. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.

MELFI, A.J. 1967. Potassium-argon dates for core samples of basaltic rocks from southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 31, p. 1079-1089.

MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 255 p.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 527-544.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; EWART, A. 1992. Quartz latite rheognimbrite flow of the Etendeka Formation, North-Western Namibia. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 200-219.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M.; EWAR, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silic volcanic units within Paraná-Etendeka Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 69, p. 137-157.

MINISTÉRIO DO EXÉRCITO – DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA E COMUNICAÇÕES. DIRETORIA DO SERVIÇO GEOGRÁFICO (Brasília, DF). 1980. FOLHA 1:50.000. SH.22-V-B-VI-4, MI-2936-4.

MOUNTNEY, N.P.; HOWELL, J.A.; FLINT, S.; JERRAM, D.A. (1999) Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia , **Journal of the Geological Society**, v. 156, p. 771-777.

MYSEN, B.O.; VIRGO, D. 1989. Redox equilibria, structure, and properties of Fe-bearing aluminosilicate melts: Relationships among temperature, composition, and oxygen fugacity in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{FeO}$ . **American Mineralogist**, v. 74, p.58-76

NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775.

NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímicas-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n.1, p. 178-195.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGOS, D.R.; NAVARRO, F. C. 2002 Velocidade de propagação de ondas ultra-sônicas como ferramenta para a previsão de parâmetros mecânicos em granitos ornamentais. *In*: SIMPÓSIO DE ROCHAS ORNAMENTAIS DO NORDESTE, 3. Recife. 9 p.

PARKER, D.F. 1986. Stratigraphic, structural and petrologic development of the Buckhorn caldera, northern Davis Mountains, Trans-Pecos Texas. *In*: PRICE J.G. HENRY C.D., PARKER D.F., BARKER D.S. (eds) **Igneous geology of Trans-Pecos Texas**. Austin, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, cap. 23, p.286-302.

PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. *In*: MAHONEY, J.J.; COFFIN, M.F. (eds.) **Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism**. Geophysics Monography., 100, AGU, p.217-245.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas, South America: classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; IACUMIN, P.; LONGINELLI, A.; BELLIENE, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, N.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.; PACCA, I.; PICCIRILLO, E.M. 1989. High temperature flood silicic lavas (?) from the Paraná Basin (Brasil). **New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin**, v. 131, p. 213.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (EDS). 1988. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin (Brazil):** petrogenetic and geophysical aspects. IAG-USP, São Paulo, 600 p.

PICCIRILLO, E.M.; MELFY, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. 1988. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: MCDUGALL, J.D. (eds.). **Continental flood basalts**. Dordrecht, The Netherlands, p. 195-238.

PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, v. 1, p. 53-69.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.; PREVOT, M.; PERRIN M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979.

RENNER, L. 2010. **Metalogenia de Ni e EGP nos basaltos da Formação Serra Geral, porção sul da província**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, no prelo.

ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R.; CANUTO, J.R. 1988. **Sedimentology and stratigraphy of the Gondwana sequence in São Paulo State**. In: Gondwana Symposium, 7th., Excursion B2 Guide Book, Instituto de Geociências, USP, 40p.

ROISEMBERG, A. 1989. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado em Geociências- Institutos de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 285p.

ROISENBERG, A.; VIERO, A.P. 2000. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p.355-374.

SARTORI, P.L.P.; FILHO, C.M.; MENEGOTTO, E. 1975. Contribuição ao estudo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná na região de Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 141-159.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. 1998. The importance of *pahoehoe*. **Annual Reviews Earth Planetary Science**, v. 26, p.81-110.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2006. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000. Superintendência Regional de Porto Alegre.

SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, n. 2, p. 93-113.

SOSSAI, F.J.M. 2006. Caracterização tecnológica de rochas ornamentais. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEN, L.; MANTOVANI, M. 1996. 3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, p. 95-109.

SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. (eds). Magmatism in the ocean basins. London, **Geological Society Special Publications**, v. 42, p. 313-345

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 121, p.333-348.

UMANN, L.V.; DE LIMA, E.F.; SOMMER, C.A.; DE LIZ, J.D. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 357-364.

VIDAL, F. W. H.; BESSA, M. F.; LIMA, M. A. B. 1999. **Avaliação das rochas ornamentais do Ceará através de suas características tecnológicas**. - Rio de Janeiro: CETEM/MCT - Série Tecnologia Mineral, v. 74, 30 p.

WAICHEL, B.L. ; DE LIMA, E.F. ; SOMMER, C.A. ; LUBACHESKY, R. 2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, p. 343-354.

WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C.A. 2006. *Pahoehoe* flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, v. 68, p. 599-610.

WAICHEL, B.L.; SCHERER, C.M.S.; FRANK, H.T. 2008. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 171, p. 59-72.

WHITTINGHAM, A.M. 1989. **Geological features and geochemistry of the acid units of the Serra Geral Formation, south Brazil**. IAVCEI abstracts: Santa Fé, New México. p.293.

WILDNER, W. ; ORLANDO FILHO, Vítório ; GIFFONI, Luís Edmundo . Excursão Virtual aos Aparados da Serra - RS/SC Aspectos geológicos e turísticos - cânions do Itaimbezinho e Fortaleza. [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br), site oficial da CPRM. Acesso em 15 nov. 2010.

WOLFF, J.A.; WRIGHT, J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 10, p. 13-34.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In*: SBG, SIMPÓSIO SUL- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. **Atas...**, Curitiba, v. 1, p. 441-477.