

## Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS)

### *Volcanic succession and feeder systems of acidic lava-domes of Serra Geral Formation in São Marcos-Antônio Prado region, South Brazil*

Evandro Fernandes de Lima<sup>1</sup>, Ruy Paulo Philipp<sup>1</sup>, Gabriela Cioato Rizzon<sup>1</sup>, Breno Leitão Waichel<sup>2</sup>, Lucas de Magalhães May Rossetti<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (evandro.lima@ufrgs.br; ruy.philipp@ufrgs.br; gabirizzon@gmail.com; lucasross@hotmail.com)

<sup>2</sup>Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, Campus Universitário Trindade, Florianópolis, SC, BR (breno@cfh.ufsc.br)

Recebido em 30 de setembro de 2011; aceito em 08 de maio de 2012

#### RESUMO

Na região entre São Marcos (RS) e Antônio Prado (RS), a Formação Serra Geral expõe na base uma sucessão de basaltos do tipo *pahoehoe* sotopostos a derrames 'a'ã. Os primeiros foram gerados por um volume de erupção baixo em um regime de fluxo fechado e colocado em uma paleotopografia plana (< 5° de declividade). A lenta perda de calor deste sistema permite que os fluxos atinjam distâncias da fonte > 100 km. Os tipos 'a'ã foram gerados por descargas dos fluxos superiores às das *pahoehoe* e transportados em canais abertos, em que o rápido resfriamento limita o deslocamento dos fluxos por longas distâncias da fonte. Ambos são toleíticos de baixo TiO<sub>2</sub> e a morfologia dos derrames não pode ser explicada por variações geoquímicas. Acima destes afloram vulcanitos ácidos quimicamente compatíveis com o Grupo Palmas e Subgrupo Caxias. Recentemente, a extração de rochas ornamentais na região expôs as porções internas dos diques de alimentação deste vulcanismo. Observam-se estruturas magmáticas subverticais e verticais que em superfície abasteceram domos de lavas com características exógenas. Propõe-se um modelo para a geração destes envolvendo a ascensão diapírica de magmas ácidos que se tornam vesiculados, viscosos e estacionários em subsuperfície. Posteriormente, maiores volumes de recargas magmáticas ascendem rapidamente e extraem "pedaços" da fração vesiculada gerando no conduto autobrechas e estruturas verticalizadas que se expandem lateralmente em direção à superfície organizando os domos de lavas com vitrófros na base e no topo e um núcleo maciço fanerítico fino. A ciclicidade e homogeneidade textural dos domos são típicas de efusivas e a identificação das zonas subvulcânicas de alimentação permite compreender o modo de colocação destes fluxos na Formação Serra Geral.

**Palavras-chave:** *Pahoehoe*; 'a'ã; Grandes Províncias Ígneas; Domos de lavas; Província Paraná-Etendeka.

#### ABSTRACT

In the São Marcos (RS) and Antonio Prado (RS), the Serra Geral Formation exposes at the base basalts of *pahoehoe* type, covered by basalts of the 'a'ã type. The first succession was generated by a low rate of eruption in a closed flow system allowed the flow to reach distances > 100 km of the source. The 'a'ã lava flow types were generated by higher rates of eruption and transported in open channels where rapid cooling prevented long distances from the source to be reached. The two types of basalts are low-TiO<sub>2</sub> tholeiitic and the morphology of flows is not related to variations in SiO<sub>2</sub> and MgO contents. Above these rock types outcrop acidic volcanic rocks geochemically of Caxias Group (Palmas Subgroup). Dimension stones extraction exposed the inner portions of the acidic feeder dikes with vertical magmatic foliations. The lava domes have exogenous characteristics and horizontal foliations. We propose a model for the generation of domes involving the diapirically rise of acids magmas that become vesicular and more viscous, that stop near the surface. New magmatic pulses extracted "pieces" of the vesicular fraction generating autobreccias in the conduit and vertical structures that extend laterally toward the surface organizing the lava domes with vitrophyres in the base and in the top, with a thin massive phaneritic core. Magmatic textures of the domes are typical of effusive units and the identification of the feeder dykes in the area allows the understanding of the emplacement process of acidic flows in the Serra Geral Formation.

**Keywords:** *Pahoehoe*; 'a'ã; Large Igneous Provinces; Lava domes; Paraná-Etendeka Province.

## INTRODUÇÃO

As Províncias Basálticas Continentais resultam da extrusão de grandes volumes de lavas em fissuras na crosta continental (Coffin e Eldholm, 1994). Na maior parte dos casos são toleíticas e geradas em períodos de tempo relativamente curtos (Self, Keszthelyi, Thordarson, 1998). A maior parte destas províncias foi gerada durante o Mesozoico e Cenozoico e estão em geral relacionadas com a fragmentação de supercontinentes.

A Bacia do Paraná abriga uma Província Basáltica Continental (PBC) fanerozoica situada no sudeste da Plataforma Sul-americana. Essa bacia possui uma área de aproximadamente 1.600.000 km<sup>2</sup> alongada na direção NNE-SSW, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. (Figura 1). Tem uma estrutura principal alongada segundo a direção N20°E e subsidiárias (arqueamentos e flexuras) direcionadas entre N40°W e N80°W. A organização da bacia está relacionada com as principais estruturas do embasamento, dominadas por extensas zonas de cisalhamento NE-SW e subordinadamente por um intenso padrão de fraturas e falhas extensionais direcionadas segundo NW-SE (Holz et al., 2006).

A parte superior desta bacia abriga um volumoso magmatismo do Cretáceo Inferior (Hauteriviano-Valenginiano/Barremiano Inferior, segundo a escala de Harland et al. (1989) referido como Formação Serra Geral (FSG). Nessa concentram-se cerca de 97,5% de rochas básicas em relação a 2,5% de litotipos ácidos. Os basaltos são toleíticos e estão divididos em dois grandes grupos com base nos conteúdos de TiO<sub>2</sub>. Os basaltos definidos como baixo-TiO<sub>2</sub> predominam na região sul da Bacia do Paraná, possuem conteúdos deste óxido inferiores a 2% aliados a baixos teores de elementos incompatíveis como Ba, La, Ce, Zr e Y. Os basaltos com alto-TiO<sub>2</sub> (> 2%), diferentemente, possuem elevados teores destes elementos. Na região central, ambos os tipos de basaltos são encontrados associados em uma mesma sequência vulcânica (Comin-Chiaramonti et al., 1988).

Na porção sul da Bacia do Paraná e no Uruguai também concentram-se lavas ácidas e intermediárias nas porções superiores da pilha estratigráfica, podendo atingir até 400 m de espessura (Comin-Chiaramonti et al., 1988), recobrando e por vezes intercaladas com as rochas básicas.

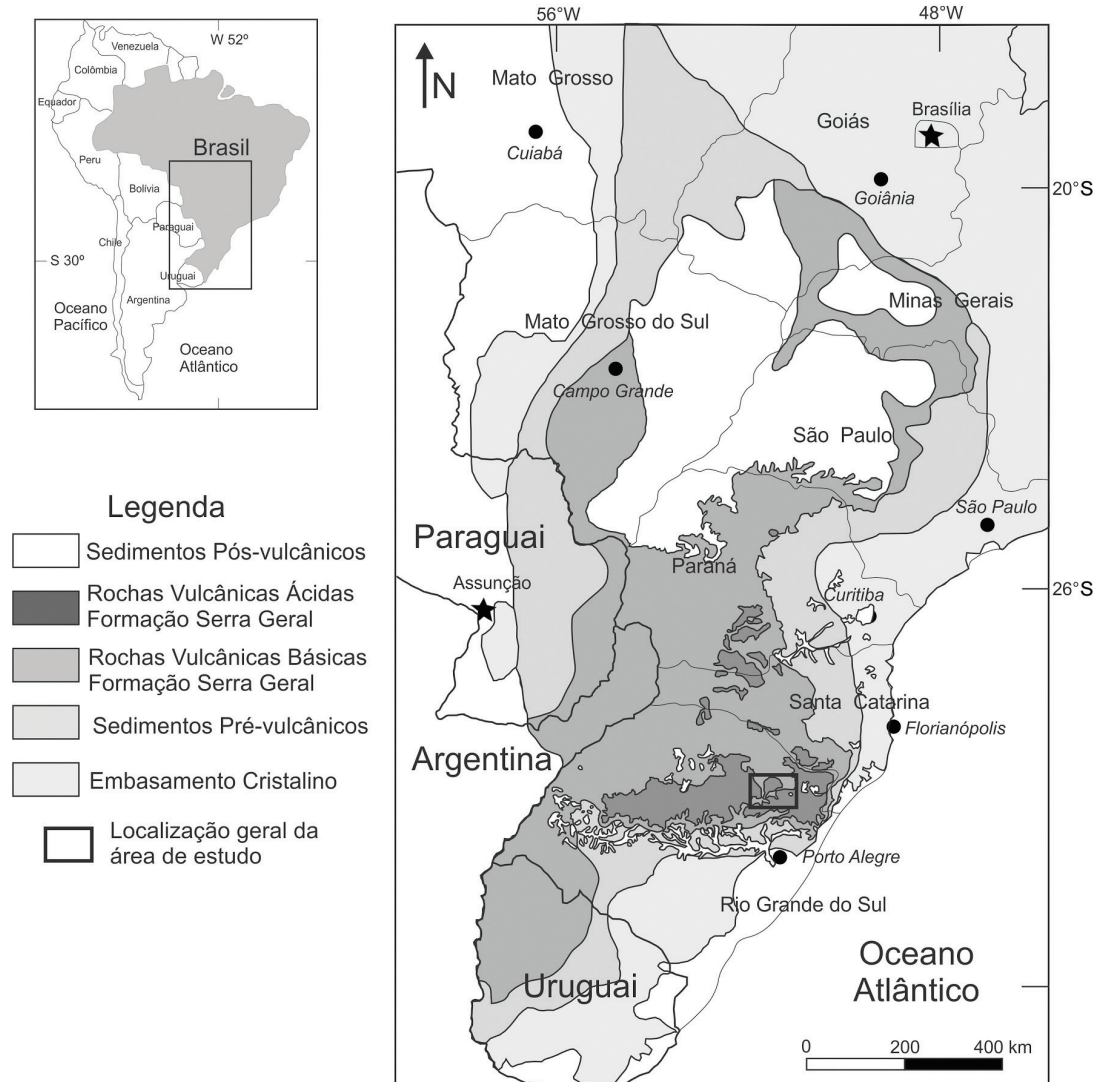
Renne et al. (1992) sugerem que as idades da porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre 131,4 ± 1,6 e 132,9 Ma tornando-se mais jovens nas regiões norte e central (129,9 ± 0,1 e 131,9 ± 0,9 Ma). Os valores obtidos na porção norte da Bacia do Paraná são semelhantes aos obtidos no Etendeka por estes mesmos autores. Recentemente, Janasi, Freitas e Heaman (2011) obtiveram uma idade de 134,3 ± 0,8 Ma para um dacito do Grupo Chapecó (tipo Ourinhos) pela sistemática U-Pb em baddeleita/zircão. Segundo esses autores, o dacito é ligeiramente mais velho do que os basaltos alto-Ti sobrejacentes (133,6 – 131,5 Ma).

Ainda de acordo com esses autores, os dados obtidos indicam um período de tempo ~ 3 Ma para a construção da sequência alto-Ti da Bacia do Paraná. Esses autores destacam também o fato dos valores encontrados no dacito coincidirem com os de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (134,8 – 134,1 Ma) obtidos nos basaltos baixo-Ti (Gramado e Esmeralda) e nos dacitos e riolitos tipo de Palmas do sul do Brasil. O conjunto dos dados é, portanto, consistente com a curta duração do vulcanismo e rápida sucessão pela sequência de alto-Ti.

Geoquimicamente, os vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná também foram divididos em dois grandes grupos por Bellieni et al. (1986): tipo Palmas, concentrado na parte sul da Bacia do Paraná, tipicamente com baixos conteúdos de elementos incompatíveis; e tipo Chapecó, presente no norte e centro da bacia, comparativamente mais enriquecido em TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Ba e Sr. Outras subdivisões foram propostas por Peate, Hawkesworth e Mantovani (1992). No tipo Palmas identificaram os subgrupos Santa Maria e Caxias do Sul e no tipo Chapecó os subgrupos Guarapuava, Ourinhos e Sarusas (Etendeka). Recentemente, Nardy, Machado e Oliveira (2008) subdividiram o grupo Palmas em subgrupos Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi (Peate, 1997), Clevelândia e Jacuí e identificaram novos subgrupos de rochas do tipo Chapecó, denominados de Ourinhos, Guarapuava (Peate, 1997) e Tamarana.

Correlações estratigráficas entre as unidades vulcânicas ácidas da América do Sul e África foram realizadas por Milner et al. (1995). A forma de colocação destes vulcanitos ácidos como lavas, tanto da FSG como do Grupo Etendeka, é assumida por autores como Comin-Chiaramonti et al. (1988), Bellieni et al. (1986), Henry e Wolff (1992) e Umann et al. (2001), enquanto outros classificaram estes litotipos como reoignimbritos (Petrini et al., 1989; Whittingham, 1989; Roisenberg, 1989; Milner, Duncan, Ewart, 1992; Milner et al., 1995; Bryan et al., 2010).

Outro aspecto importante no estudo das PBC é a identificação dos tipos e morfologia das lavas basálticas (Self, Thordarson, Keszthelyi, 1997; Waichel et al., 2006) e a arquitetura de fácies (Jerram et al., 2009) que tem auxiliado na compreensão do paleorrelevo, dos mecanismos de colocação e da vazão ou descarga dos fluxos (*volumetric flow rate*). No presente trabalho são discutidos os tipos de derrames básicos e ácidos da FSG na região de São Marcos (RS) destacando-se as características de campo e petrográficas. São também fornecidos dados de caracterização geoquímica. É apresentada a geologia das pedreiras de Frei Caneca (COPERMISAM) e da BR-116 (JADE Mineração) onde são extraídas rochas ornamentais que constituem raízes de diques de alimentação das lavas ácidas. Estes condutos subvulcânicos não tinham ainda sido identificados e descritos na FSG e elucidam a forma de colocação dos fluxos ácidos na região estudada. Finalmente, é apresentado um modelo de geração destes fluxos e a evolução do vulcanismo básico-ácido na região de São Marcos (RS).



**Figura 1.** Mapa geológico esquemático da Bacia do Paraná com um retângulo indicando a localização geral da área estudada (modificado de Renner, 2010).

### Geologia da Formação Serra Geral na região de São Marcos (RS)

A cidade de São Marcos dista 155 km de Porto Alegre pela BR-116 e tem como coordenadas geográficas 28°58' latitude sul e 51°05' longitude oeste (Figura 1).

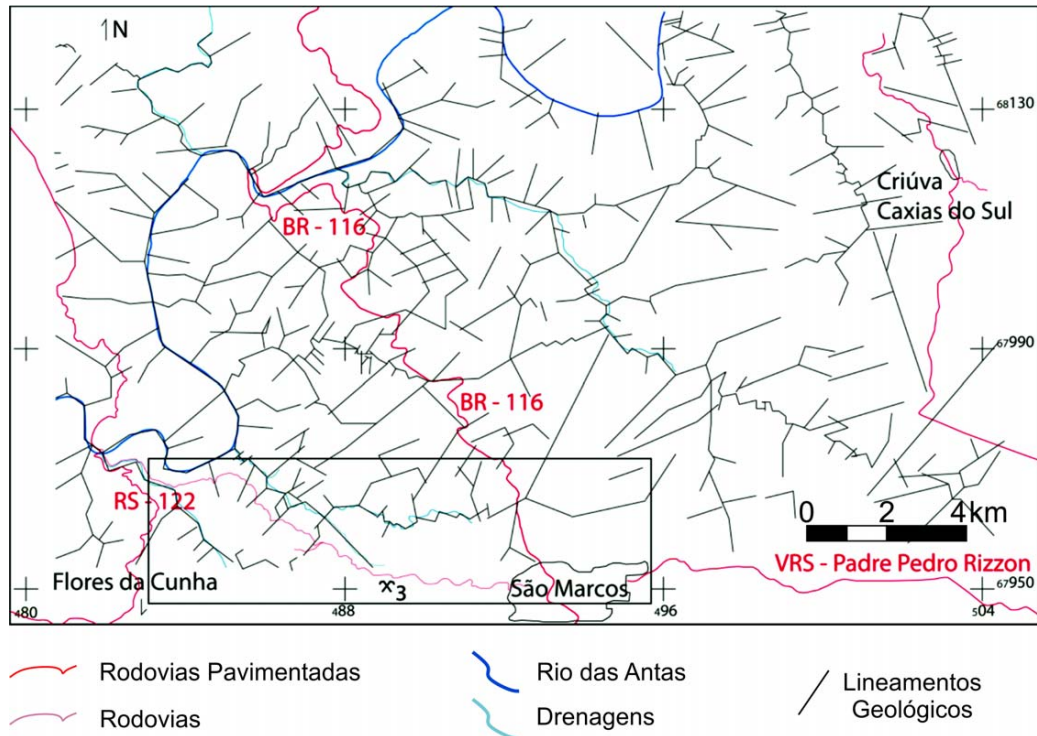
A interpretação das imagens de terreno e das fotografias aéreas mostra que os principais lineamentos da área ocorrem segundo N30°E e N60°E (Figura 2), enquanto os dados de foliações de fluxos ácidos apresentam uma direção principal entre N75°W e N75°E.

Nos perfis geológicos realizados entre a cidade de São Marcos em direção a Antônio Prado foram identificados fluxos de lavas ácidas sobrepostos a unidades efusivas básicas distintas (Figura 3).

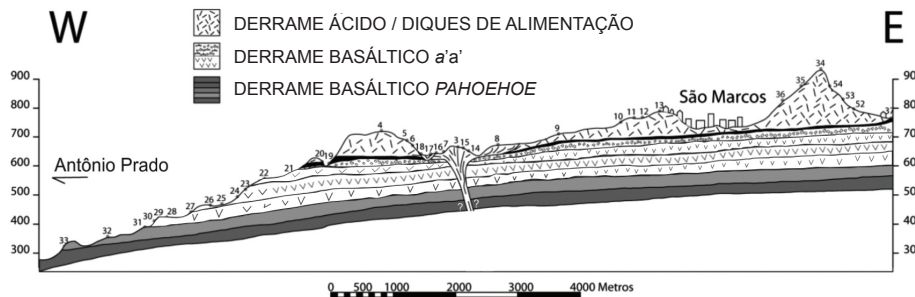
Estas últimas constituem cerca de 85% dos perfis sendo a porção inferior constituída por lavas do tipo *pahoehoe* que são sucedidas por lavas do tipo *'a'ã*.

Os fluxos *pahoehoe*, que em havaiano significa superfície lisa ou em cordas, são confinados devido à rápida cristalização das porções externas, possuem espessuras de 4 a 6 m, tendo na base *pipes vesicles*, um núcleo maciço a microvesiculado, e uma zona superior com vesículas arredondadas com dimensões decrescentes em direção ao topo.

Os fluxos *'a'ã*, que em havaiano significa superfícies ásperas, ocorrem estratigraficamente acima dos *pahoehoe*, tendo as porções externas rompidas durante o fluxo. Diferente dos fluxos *pahoehoe*, os *'a'ã* são fluxos canalizados ricos em blocos vesiculados e amigdaloidais na sua



**Figura 2.** Mapa dos principais lineamentos obtidos em interpretação de fotografias aéreas escala de 1:60.000. O retângulo assinala a área do trabalho.



**Figura 3.** Perfil geológico São Marcos-Antônio Prado, os números são referentes aos pontos do perfil.

carapaça externa e que envelopa um núcleo espesso e maciço gerado pela rápida desvolatilização (MacDonald, 1953; Kilburn, 1990). A presença deste tipo de lava é comum tanto na calha da Sinclinal de Torres (Alves, 1977) como na ombreira sul – município de Ametista do Sul (RS) – e contraria a afirmação de Brown et al. (2011) “... ‘a’ã lavas are rare in many large flood basalt provinces...”. A formação destes derrames na FSG só pode ser atribuída a um aumento na descarga ou vazão (*volumetric flow rate*), tendo-se em conta o relevo relativamente plano construído pelos derrames *pahoehoe* anteriores.

Petrograficamente ambos os tipos de rochas básicas são constituídos por clinopiroxênio cálcico e plagioclásio, com conteúdos subordinados de minerais opacos e apatita. Texturas porfírica e glomeroporfítica, à base de plagioclásio, são comuns. O rápido resfriamento da lava *a’ã* produz um padrão textural distinto das *pahoehoe*, caracterizado por uma granulação mais fina, texturas hialopílica e intersertal que se estendem até o núcleo do derrame.

O contato entre os termos máficos e félsicos é nítido e bem destacado (cota em torno de 630 m). Este é marcado por uma lava *a’ã* com um topo escoréáceo formado

por blocos de diferentes dimensões muito vesiculados e amigdaloidais, coberto por uma lava fêlsica com foliações horizontais (Figuras 4A e 4B). O pacote fêlsico apresenta fraturas conchoidais e cerca de 5 a 7% de pequenas amígdalas arredondadas a achatadas com dimensões variadas (1 a 10 mm) e decrescentes em direção ao contato.

Esta unidade ácida alterna camadas horizontais afaníticas com faneríticas finas junto ao contato com a lava 'a'ã, transicionando para um padrão mais cristalino e granofírico em direção a sua porção superior. Esta variação é também percebida por variações na tonalidade de cinza, que se torna mais escura na porção mais afanítica.

Os sucessivos fluxos de lavas ácidas mostram um topo e base mais vitrofíricos e núcleos granofíricos semelhantes aos descritos por Milner, Duncan e Ewart (1992), Roisenberg (1989) e Nardy, Machado e Oliveira (2008).

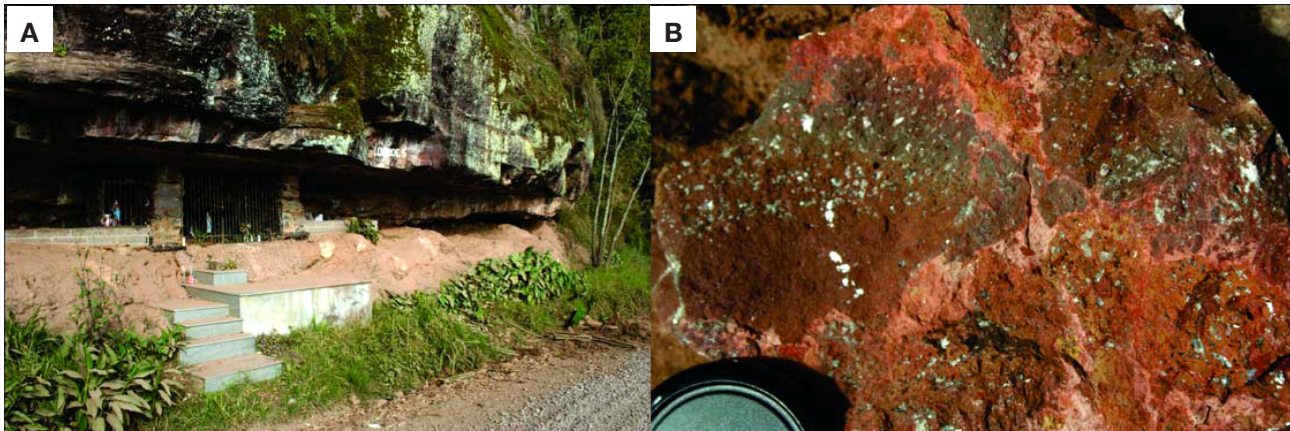
Nos granófiros predomina a textura fanerítica fina e sob observação microscópica a textura glomeroporfírica,

constituída por fenocristais de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos envoltos em uma matriz holocristalina (Figura 5A). Nos vitrofiros dominam em lâmina delgada micrólitos com hábitos aciculares e esqueléticos envolvidos por vidro e cristalitos (Figura 5B).

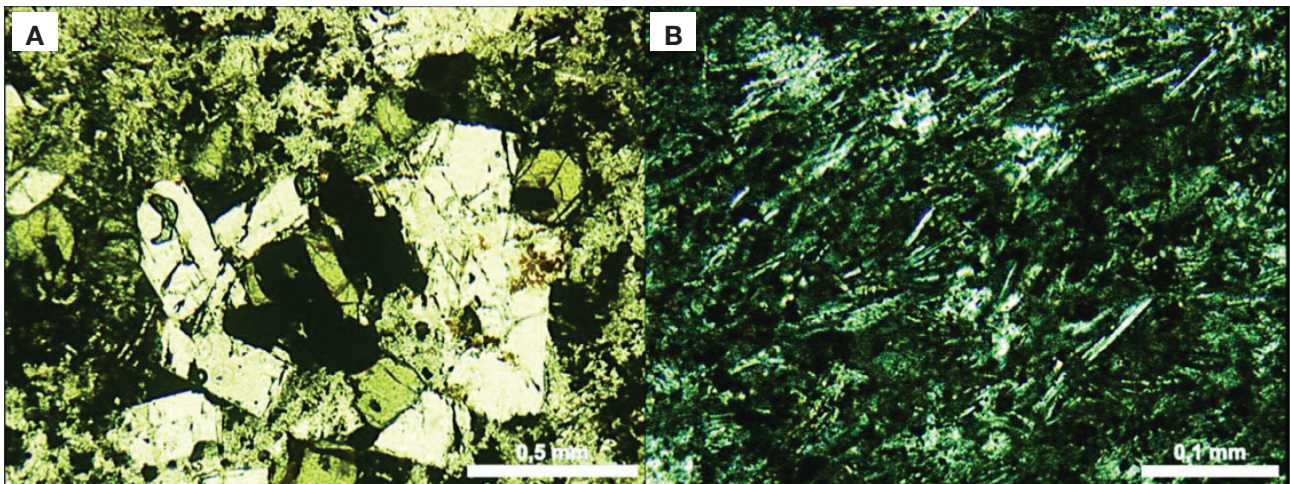
### Nomenclatura e classificação do vulcanismo fêlsico

De acordo com Garland, Hawkesworth e Mantovani (1995), usando-se o diagrama de álcalis *versus* sílica de Le Bas et al. (1986), as rochas fêlsicas da Província Magmática do Paraná podem ser classificadas como dacitos-riolitos (baixo-Ti do grupo Palmas) e traquitos (alto-Ti do grupo Chapecó).

No diagrama  $R_1$ - $R_2$  (De La Roche et al., 1980), o grupo Palmas ocupa o campo dos riodacitos e o grupo Chapecó o dos dacitos. As rochas vulcânicas da Formação Etendeka,



**Figura 4.** (A) Contato entre o topo de lava do tipo 'a'ã com base de fluxos ácidos com foliações magmáticas horizontais. (B) Detalhe do topo da 'a'ã, que é escurecido e bloqueado, com fragmentos ricos em amígdalas e fraturas preenchidas com zeólitas.



**Figura 5.** (A) Textura glomeroporfírica em granófiro definida pelo agrupamento de fenocristais de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos. Polarizadores paralelos. (B) Fotomicrografia de vitrofiro destacando micrólitos com hábitos aciculares e esqueléticos envolvidos por vidro e cristalitos. Polarizadores perpendiculares.

cujos conteúdos de SiO<sub>2</sub> variam de 66 a 69%, foram classificadas por Erlank (1984) como quartzos latíticos, apesar de reconhecerem a natureza riolítica a dacítica destes litotipos em diagrama álcalis *versus* SiO<sub>2</sub>, e esta designação foi mantida posteriormente por Milner, Duncan e Ewart (1992) e Bryan et al. (2010).

As análises químicas em rocha total de São Marcos (Tabela 1) foram realizadas no Acme Analytical Laboratories LTD., Vancouver, Canadá, utilizando-se as rotinas de análises 4A e 4B. Na primeira, foram obtidas as abundâncias totais dos principais óxidos e vários elementos menores a partir de 0,2 g da amostra analisada

**Tabela 1.** Resultados das análises químicas em rochas vulcânicas do perfil São Marcos-Antonio Prado. Os elementos maiores são expressos em porcentagem (%), em peso, e os traços e elementos terras raras em ppm. Lavas *pahoehoe* GA24 e GA30 e lavas *‘a’ā* GA14B e GA22.

	GA-03V	GA-03P	GA-04	GA-07	GA-10	GA-11	GA-12	GA-13	GA-16	GA-14B	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	67,24	52,09	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	12,74	13,36	13,42	13,91	14,00	13,14	12,92	12,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	6,71	5,99	5,87	6,00	5,93	5,84	5,90	5,84	6,24	12,34	12,73	12,95	12,11	7,24	6,03	6,32
MnO	0,13	0,10	0,07	0,10	0,11	0,09	0,11	0,09	0,11	0,18	0,18	0,19	0,19	0,15	0,09	0,11
MgO	1,48	1,21	0,92	1,13	1,22	1,31	0,95	1,31	1,00	4,69	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	2,50	8,72	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	2,63	2,44	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	4,54	0,60	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	0,92	1,37	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	0,27	0,19	0,19	0,18	0,17	0,29	0,26	0,27
P.F.	1,8	0,7	2,9	0,8	1,8	2,0	2,2	1,6	1,7	3,8	2,0	2,2	1,5	1,2	1,0	2,7
Total	99,79	99,84	99,82	99,85	99,83	99,83	99,83	99,82	99,83	99,78	99,75	99,75	99,75	99,81	99,81	99,83
Cr (%)	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,006	0,002	0,002	0,002
Ni	20	20	20	20	20	20	20	20	20	30	35	46	52	20	20	20
Co	13,8	11,3	10,2	11,5	11,3	10,4	10,2	10,9	11,8	39	40,8	48,4	43,6	15,2	13,3	12,2
Ba	721	631	669	565	702	634	718	661	628	170	343	391	390	715	596	553
Rb	197,2	178,5	187,9	181,9	177,5	165,6	172,3	177,6	185	13,1	36,5	43,9	45,7	149,7	157,2	149,3
Sr	154,5	144,2	125,1	130,9	147,7	141,2	137,8	152,5	133	229	237,3	251,3	239,6	150	143,1	147
Zr	259,6	224,2	248	218,6	233,5	233,6	242,9	240,9	238,4	136,1	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	6,9	3,8	4,4	4,2	4,1	6,5	6,3	6,2
Y	65,6	45,5	65,9	34,6	41,1	36,9	49,5	36,6	34,2	27,6	29,8	29,9	27	42,9	109,5	34,1
Nb	23,1	20,7	22,7	20	21,4	22,4	22,9	21,8	22,1	11,7	12,6	12,8	11,9	21,1	20,5	20,3
U	4,6	4,6	4,7	4,6	4,5	5	4,9	4,6	4,6	1,5	1,4	1	0,7	4,2	4,4	4,5
Th	16,1	13,9	15,1	12,8	14	13,9	14,2	14,5	14,1	5,2	5,8	5,6	4,9	13,1	12,6	13,2
La	48,1	39,9	49,9	36,6	39,8	39,5	39,3	41,1	38,1	20	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	85,1	44,3	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	9,63	5,22	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	37,4	20,9	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	7,28	4,68	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	1,43	1,34	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	6,61	5,19	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	1,09	0,88	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	6,22	5,1	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	1,2	1,04	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	3,2	2,8	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	0,5	0,42	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	3,15	2,72	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	0,47	0,4	0,44	0,43	0,41	0,57	1,42	0,51

pelo *inductively coupled plasma* (ICP) – espectrometria de emissão. Na rotina 4B foram obtidos os resultados de elementos terras raras e elementos refratários em 0,2 g de amostra determinado por ICP - espectrometria de massa.

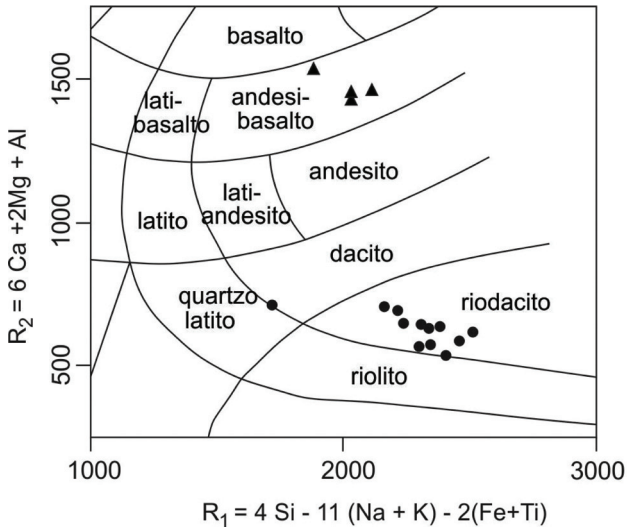
No presente trabalho, mantém-se a classificação de campo como basaltos, em função da morfologia e comportamento dos fluxos de São Marcos, apesar das amostras ocuparem o campo andesi-basaltos no sistema de classificação  $R_1$ - $R_2$  (Figura 6). Os conteúdos de  $SiO_2$  e  $MgO$  são semelhantes

entre os fluxos *pahoehoe* e *'a'ā* e os teores deste último óxido são moderados a baixos (4,4 a 5,4%). As fêlsicas correspondem às lavas (GA 4, 10, 11, 12, 13, 34, 35, 37) e diques alimentadores (GA 3v, 3p, 7, 16). O conjunto das amostras ocupa o campo dos dacitos no sistema álcalis *versus*  $SiO_2$  (Figura 7), exceto uma amostra da região da pedreira de Frei Caneca que ocupa o campo do traquito (Ga 3v), e no campo dos rioladitos no sistema  $R_1$ - $R_2$  (Figura 6). A composição traquítica da amostra GA-03v é comum no Grupo Chapecó, porém as suas características geoquímicas como a baixa razão  $Rb/Ba = 0,27$  aliada a conteúdos baixos de Nb (23 ppm) são típicas do Grupo Palmas (Nardy, Machado, Oliveira, 2008). As amostras aproximam-se geoquimicamente ao campo definido para o tipo Caxias do Sul (Figura 8).

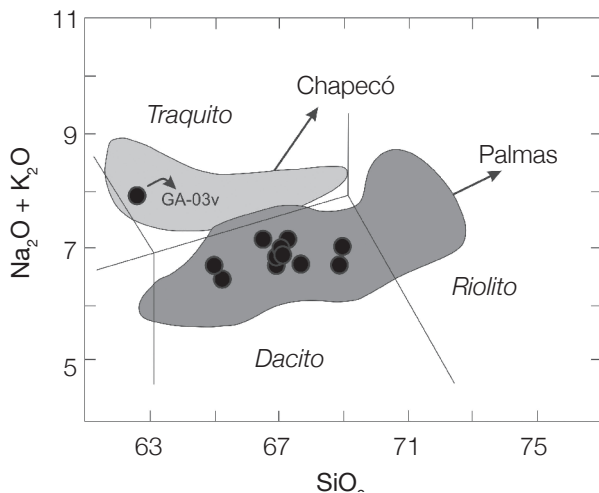
Nos rioladitos o decréscimo nos conteúdos de  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Zr$  e  $Hf$  (Figura 9) pode ser atribuído à diferenciação magmática por fracionamento de plagioclásio + piroxênio + ilmenita/magnetita + zircão. O crescimento nos teores de  $K_2O$  e  $Rb$  sugere a participação de sanidina entre as fases de cristalização mais tardias.

As análises químicas das rochas fêlsicas quando normalizadas pelo manto primordial de Sun e McDonough (1989) em diagrama de multielementos (Figura 10) geram um padrão semelhante ao descrito por Nardy, Machado e Oliveira (2008) para as rochas ácidas do tipo Palmas, destacando-se as anomalias negativas de Ba, Nb e Sr. Os conteúdos de Ba, Nb, La, Ce, Zr, P, Nd, Y, Yb, Lu e K são também equivalentes aos encontrados neste tipo, sendo, portanto, inferiores aos observados no tipo Chapecó e comparativamente superiores em Rb, Th e U.

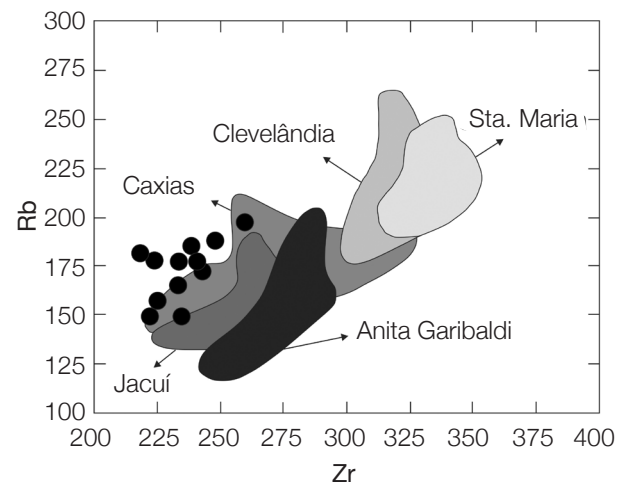
As razões  $La/Lu$  normalizadas pelo mesmo padrão ( $\approx 7$ ) superpõem-se aos valores atribuídos ao tipo Palmas por



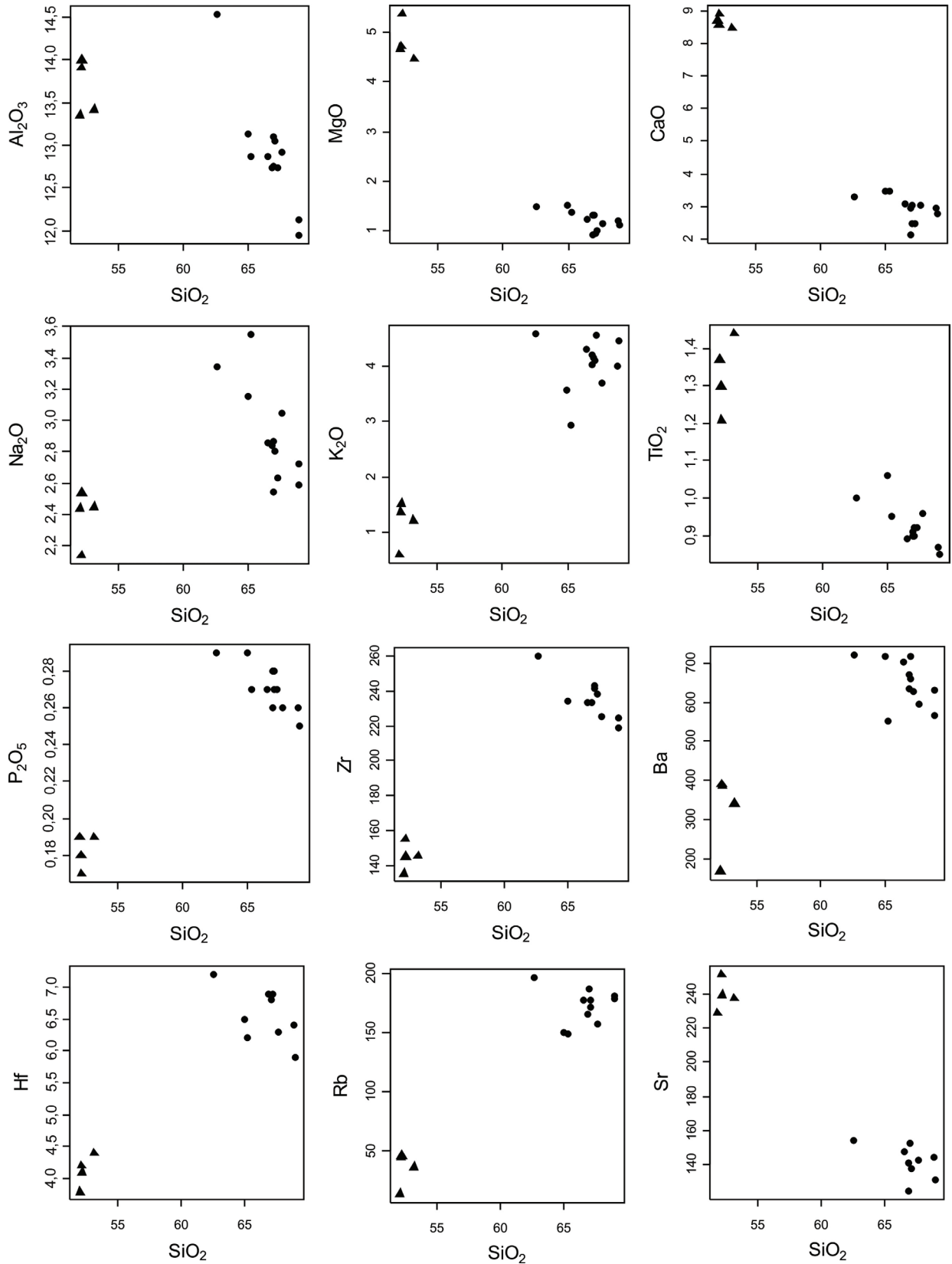
**Figura 6.** Diagrama  $R_1$ - $R_2$  para as rochas vulcânicas da região de São Marcos (RS). Andesi-basaltos, quartzolatiito e rioladitos. Extraído de De La Roche et al., 1980. Triângulo preenchido: rochas básicas; círculo preenchido: rochas ácidas.



**Figura 7.** Classificação e nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó segundo o diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Modificado de Nardy, Machado e Oliveira (2008).



**Figura 8.** Diagrama discriminante dos diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas extraído de Nardy, Machado e Oliveira (2008).



**Figura 9.** Diagramas binários dos vulcanitos de São Marcos com SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação versus elementos maiores e traços.



Nardy, Machado e Oliveira (2008). Os padrões de elemento terras raras (ETR) quando normalizados em relação ao condrito de Sun e McDonough (1989) indicam um fracionamento moderado com suave enriquecimento em ETR leves. A presença de anomalias de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , em torno de 0,8 para as rochas máficas e 0,6 para as rochas fêlsicas, pode ser vinculada ao fracionamento de plagioclásio (Figura 11).

A origem do magmatismo ácido do tipo Palmas é atribuído por Garland, Hawkesworth e Mantovani (1995) à fusão parcial de basaltos do tipo Gramado, diferentemente do tipo Chapecó, que de acordo com estes autores deriva da fusão parcial de basaltos do tipo Pitanga, sendo também importante a influência da crosta continental superior na evolução destes vulcanitos.

### Temperatura e implicações na viscosidade

Milner, Duncan e Ewart (1992) estimaram, por geotermometria de piroxênios, temperaturas de cristalização da ordem de  $1.000 - 1.100^\circ\text{C}$  em vulcanitos ácidos da Formação Etendeka. Resultados semelhantes ( $995 - 1.025^\circ\text{C}$ ) foram obtidos pelo método de saturação de apatita (Harrison e Watson, 1984; Milner, Duncan, Ewart, 1992). Bellieni et al. (1984) estimaram para estes vulcanitos temperaturas da ordem de  $1.030^\circ\text{C}$  ( $\pm 38^\circ\text{C}$ ), semelhantes às assumidas por Roisenberg e Viero (2000) para os granófiros maciços a partir de estimativas de temperaturas de cristalização de piroxênios.

Utilizou-se o programa *KWare Magma* (Wohletz, 1999) para estimar a temperatura *liquidus* dos vulcanitos fêlsicos de São Marcos. Obteve-se a partir das análises químicas um intervalo entre  $946$  e  $1001^\circ\text{C}$ , com uma média em  $972^\circ\text{C}$ . Para os basaltos, o intervalo de temperatura obtido foi de  $1.004$  a  $1.080^\circ\text{C}$ , ficando a média da temperatura em  $1.049^\circ\text{C}$ .

Estes valores elevados são coerentes com o padrão textural afanítico a holocristalino a hipocristalino dos vulcanitos ácidos da Bacia Paraná-Etendeka e assemelham-se a temperaturas super *liquidus* (Green e Fitz III, 1993) onde a cristalização primária pode ocorrer após a erupção.

As características físicas dos vulcanitos ácidos como a ampla extensão lateral e bases muitas vezes maciças, indicam uma alta mobilidade para estes fluxos.

### Geologia das pedreiras de Frei Caneca e BR-116

Na área conhecida como Frei Caneca (COPERMISAM), município de São Marcos, e próximo às margens da BR-116 (JADE Mineração), cerca de  $11$  km de São Marcos em direção a Vacaria, foram abertas recentemente pedreiras para extração de rochas ornamentais.

Os diques de alimentação possuem em média uma direção  $\text{N}60^\circ\text{E}$  na pedreira da COPERMISAM e  $\text{N}70^\circ\text{W}$  na área da JADE Mineração.

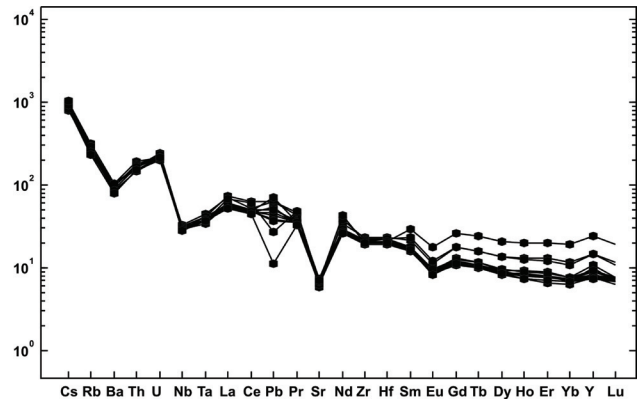


Figura 10. Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun e McDonough, 1989) para as rochas ácidas de São Marcos.

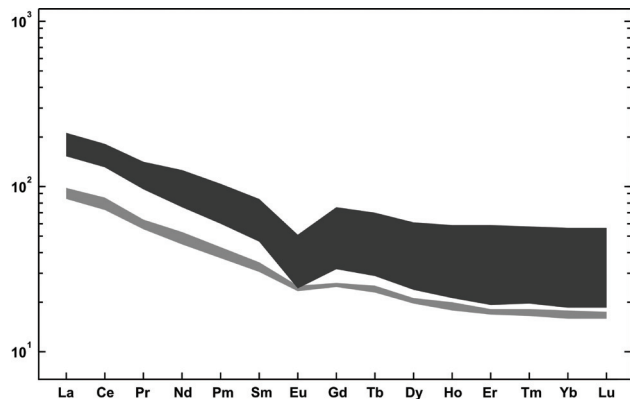
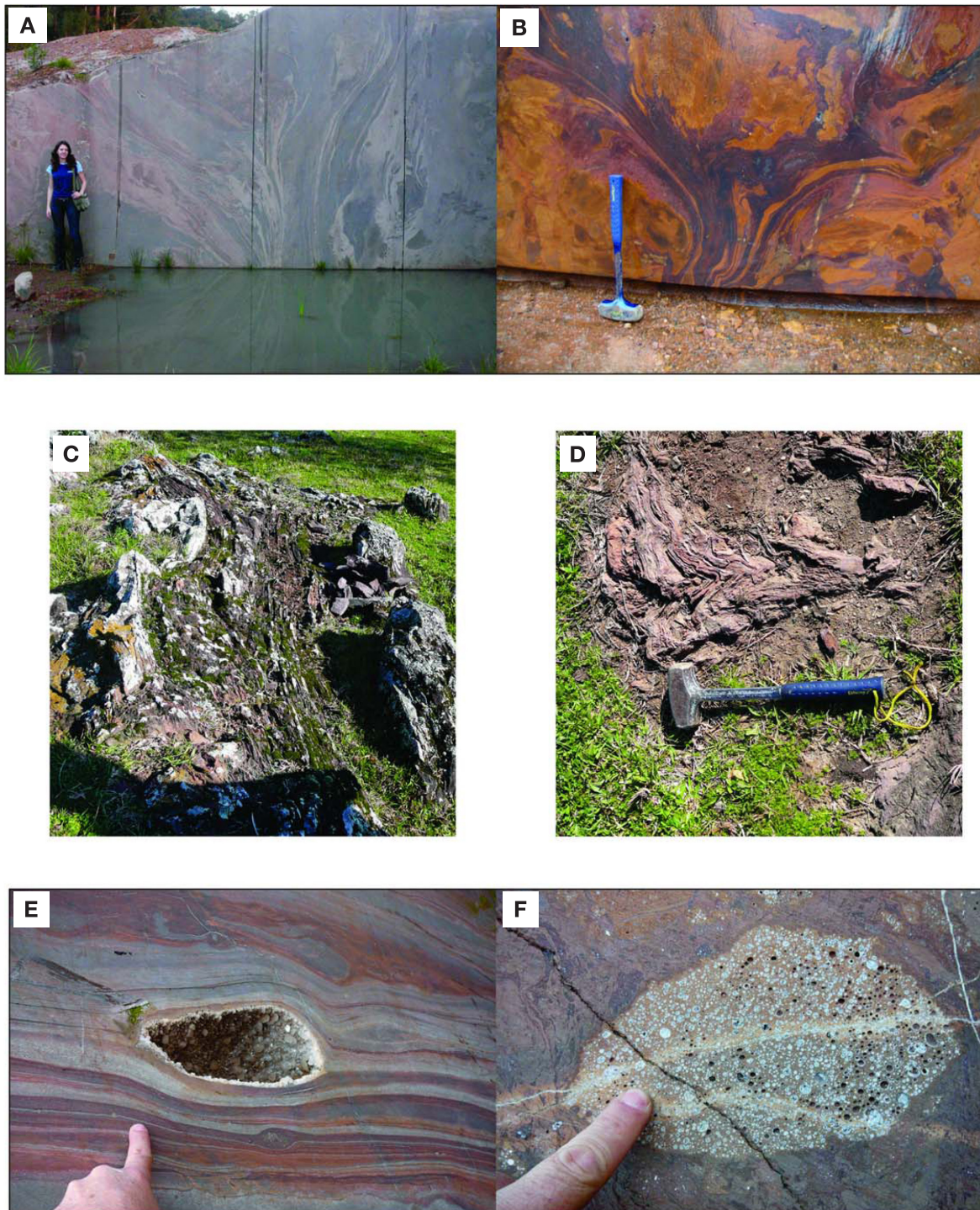


Figura 11. Diagrama de elementos terras raras (ETR) das rochas básicas (cinza claro) e ácidas (cinza escuro) de São Marcos normalizado pelo manto primordial de Sun e McDonough (1989).

A pedreira de Frei Caneca da empresa COPERMISAM é parte de um corpo tabular de grande extensão lateral, da ordem de  $8$  km de comprimento e uma largura mínima de  $240$  m. A abertura das pedreiras expôs as raízes de diques alimentadores dos fluxos de lavas ácidas na região de São Marcos. Em perfil, as exposições revelam em 3D uma forte foliação e acamadamento magmático subvertical a vertical com dobras de fluxo que ascendem com um padrão de flor positiva que se abre e expande-se lateralmente (Figuras 12A e 12B), aflorando em planta como um sistema de diques com direção principal  $\text{N}60^\circ\text{E}$  (Figuras 12C e 12D). O bandamento de fluxo possui espessuras milimétricas a centimétricas, contínuas e regulares, alternando vitrófiros de cores castanho avermelhada a cinza.

Geodos são comuns com dimensões centimétricas a métricas, sendo contornados pela foliação magmática e parcialmente preenchidos por quartzo, calcita e zeólitas (Figura 12E).



**Figura 12.** (A) Imagem da pedreira de Frei Caneca mostrando o padrão flor positiva no conduto. (B) Padrão de flor positiva semelhante ao anterior obtido no conduto da pedreira da BR-116 (Mineração Jade). As imagens destacam a foliação magmática subvertical a vertical alternando níveis com tonalidades diferentes que se expandem em direção a superfície. (C) Vista em planta dos diques de alimentação na pedreira de Frei Caneca. (D) Detalhe do dique da imagem (C) mostrando dobramentos apertados formados durante a ascensão do magma. (E) Imagem em perfil de geodo dentro do conduto, envolvido pela foliação magmática. (F) Vista interna do conduto mostrando um bloco muito vesiculado com as vesículas diminuindo de tamanho em direção as bordas.

As estruturas de fluxos muitas vezes envolvem autólitos riódacíticos estirados e muito vesiculados, cujos limites são sinuosos a angulosos e as dimensões da ordem de alguns centímetros até decimétricas. Nesses fragmentos, as vesículas mostram dimensões mais reduzidas em direção às bordas atestando uma taxa de resfriamento maior e um aumento na viscosidade destas regiões (Figura 12F).

Brechas são frequentes com dois padrões de origem distintas: uma autobrecha está relacionada ao rompimento das estruturas de fluxo por ultrapassarem o limite dúctil-frágil imposta ao magma pelo resfriamento durante a sua rápida ascensão (Smith, 1996) e outra tem origem hidráulica. Esta última caracteriza-se pela geração de clastos angulosos com textura *jigsaw-fit* e bastante fragmentados, cimentados por uma matriz monominerálica em geral à base de zeólitas (Figuras 13A e 13B).

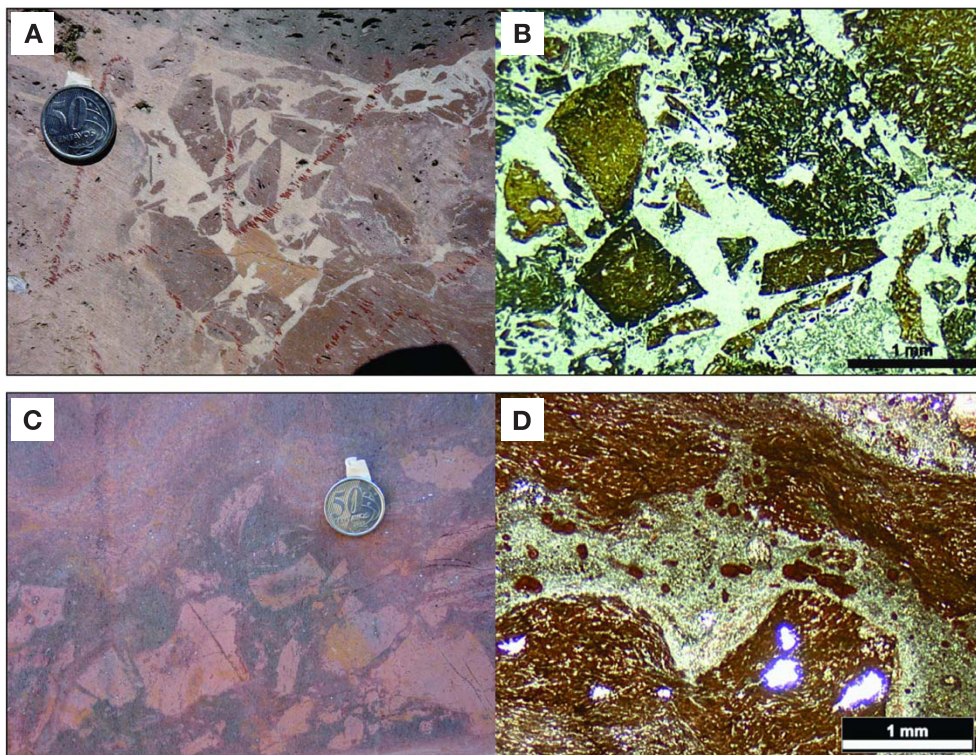
Nas autobrechas os fragmentos possuem geometrias sinuosas e limites retilíneos, arredondados a lobados envolvidos pelo magma. Possuem uma coloração mais avermelhada que pode estar associada à oxidação do magma durante a sua ascensão (Figuras 13C e 13D). Mysen e Virgo (1989) sugerem que sistemas silicatados ricos em

ferro e com elevado estado de oxidação podem ter a viscosidade significativamente aumentada.

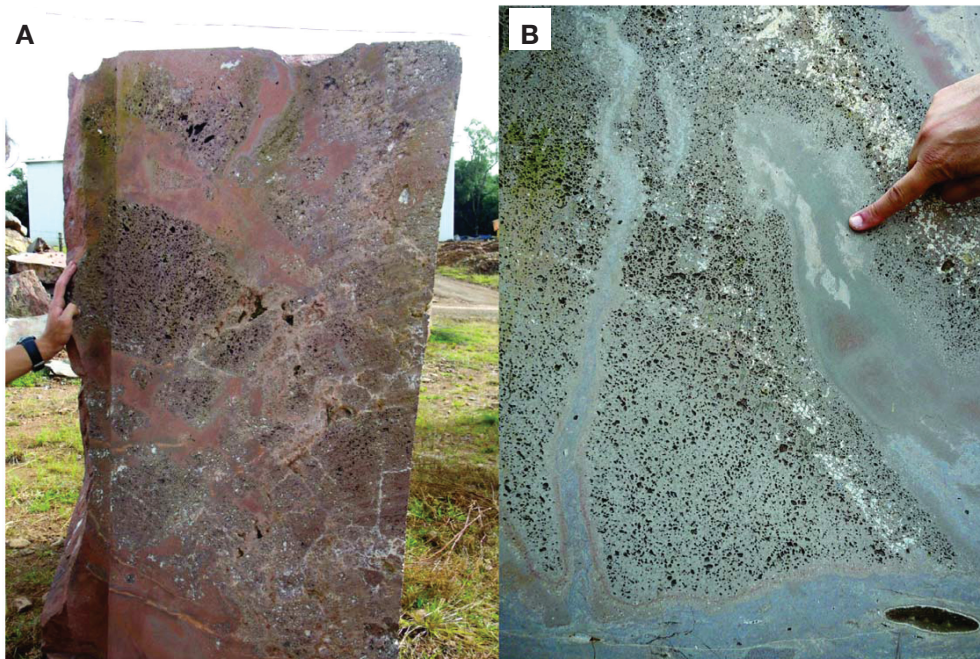
### Modelo de colocação das lavas ácidas

O modelo proposto para a colocação dos fluxos ácidos da região de São Marcos correlaciona os dados obtidos das pedreiras da COPERMISAM e JADE Mineração, onde raízes dos diques de alimentação dos riódacitos são expostas, com fluxos ácidos sotopostos aos basaltos da região. O modelo é também apoiado nos trabalhos de Fink (1983) e Smith (1996).

A colocação destes fluxos envolveu inicialmente o deslocamento de magma félsico para sítios de baixa pressão, favorecendo a formação de uma capa rica em voláteis e uma ascensão diapírica do magma. Nessa etapa, o grau de vesiculação do magma não foi suficiente para desencadear manifestações explosivas gerando níveis muito vesiculados na região superior do conduto. A temperatura elevada destes magmas deve ter facilitado a expansão dos voláteis pelo decréscimo da viscosidade. Parte deste sistema pode ter alcançado a superfície como lavas vesiculadas e inflacionadas (Figura 14A).



**Figura 13.** (A) Imagem adquirida na pedreira de Frei Caneca mostrando brecha hidráulica com textura *jigsaw-fit*. (B) Fotomicrografia da brecha hidráulica anterior, destacando-se os limites retilíneos dos fragmentos cimentados por zeólitas. Polarizadores paralelos. (C) Fotografia em perfil de um bloco da pedreira Frei Caneca com fragmentos gerados pelo rompimento do fluxo magmático. (D) Fotomicrografia de autobrecha onde os fragmentos mostram geometrias sinuosas e lobadas envolvidos por material hipocrystalino. Polarizadores paralelos.



**Figura 14.** (A) Imagem de um bloco da pedra de Frei Caneca destacando “pedaços” dos níveis magmáticos vesiculados que foram estirados pelo fluxo. (B) Detalhe dos autólitos extremamente vesiculados.

A transição dos níveis extremamente vesiculados para um fluxo contínuo de lava ocorre quando a pressão do gás nas vesículas não é mais suficiente para superar a força de tração do magma (Fink, 1983). Os fluxos colocados em superfície e em movimento, com viscosidade relativamente baixa, causam achatamento e distorções nas bolhas.

A alimentação permanente do sistema desencadeou o rompimento dos níveis magmáticos vesiculados anteriores, extraindo “pedaços” que são estirados pelo fluxo, gerando autólitos extremamente vesiculados (Figura 14B).

A passagem e transição dos magmas no sistema de alimentação de subsuperfície para um regime de superfície é marcada por estruturas magmáticas verticais a subverticais que se expandem e tornam-se sub-horizontais e horizontais nas lavas (Figura 15).

Este conjunto assume em superfície uma estruturação dômica determinada pela resistência do fluxo em fluir tendo em geral vitrófiros na base e no topo sendo as vesículas menores no topo. Este arranjo permite ao núcleo uma cristalização com uma taxa menor de resfriamento favorecendo a geração de texturas granofírica e fanerítica.

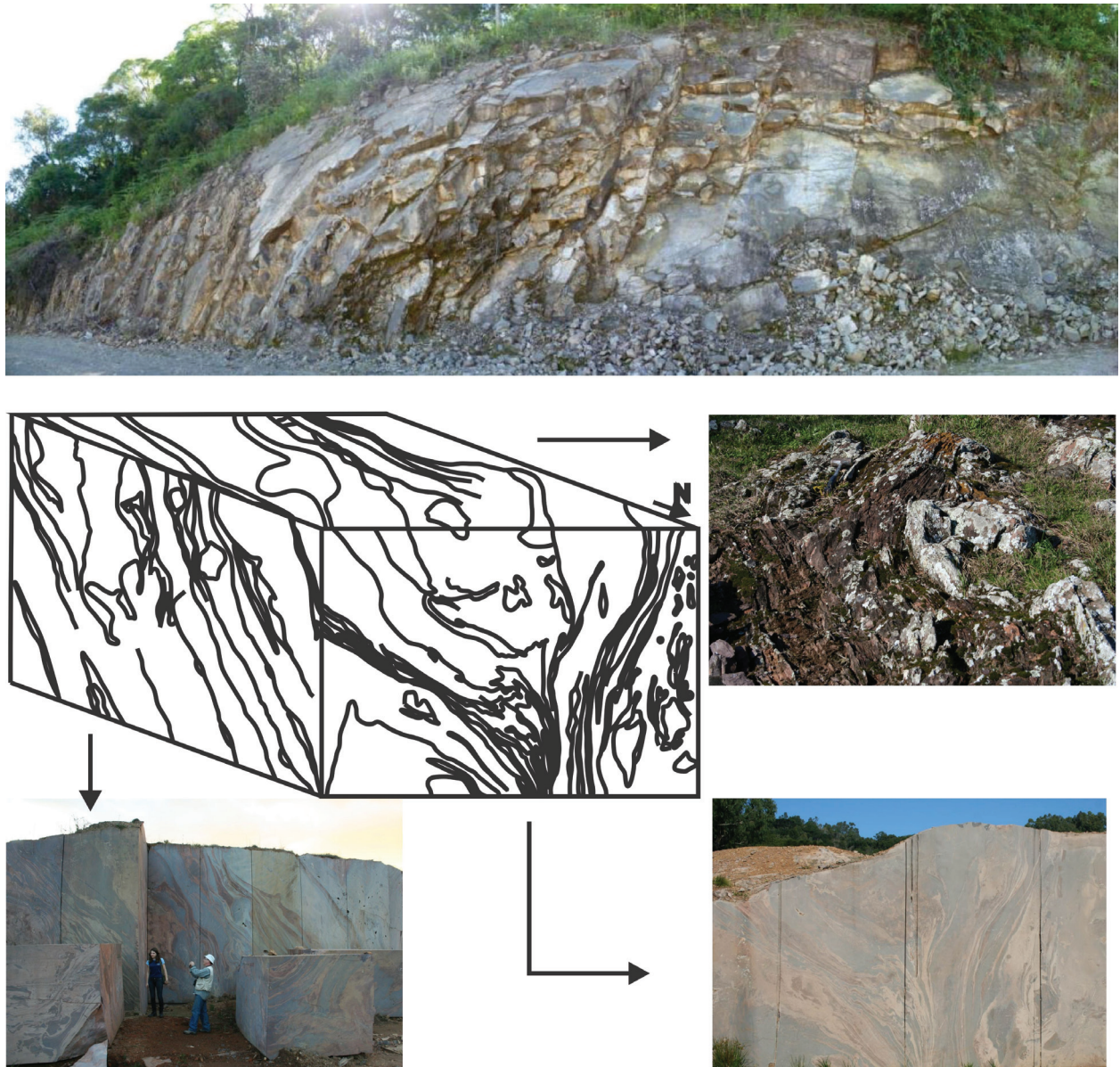
## CONCLUSÕES

O estudo da morfologia de lavas basálticas de platôs continentais auxilia no entendimento dos mecanismos e volume de efusão por unidade de tempo (vazão ou descarga),

da distribuição areal e do “empilhamento” dos derrames basálticos.

Na região de São Marcos-Antônio Prado, a FSG expõe uma sequência de derrames de basaltos do tipo *pahoehoe* com espessura média de 6 m que é sucedida por derrames *a'ā* com espessuras da ordem de 10 – 15 m. Os derrames *pahoehoe* foram gerados em um sistema fechado mantendo uma perda de calor (por condução) muito lenta, cerca de 0,5°C por km (Rowland; Walker, 1990). A organização dos fluxos como *pahoehoe* indica uma paleotopografia horizontalizada (< 5° de declividade) e uma vazão ou descarga dos fluxos (*volumetric flow rate*) baixa (< 5 – 10 m<sup>3</sup>/s) estruturando internamente os fluxos em uma zona superior, núcleo e zona inferior. A alimentação contínua e a lenta perda de calor desses fluxos permitem que esses atinjam distâncias da fonte superiores a uma centena de quilômetro.

Os *pahoehoe* foram sucedidos por derrames *a'ā* indicando um aumento na descarga dos fluxos (*volumetric flow rate* > 5 – 10 m<sup>3</sup>/s). Derrames deste tipo são transportados em canais abertos, perdem de 5°C/km a 20°C/km (Harris et al., 2005) e atingem distâncias inferiores a 100 km (MacDonald, 1953; Pinkerton e Sparks, 1976; Rowland e Walker, 1990; Self, Thordarson, Keszthelyi, 1997). Este tipo de derrame tem uma superfície externa escoréacea (fragmentos com vesículas alongadas e reentrâncias nas zonas escoréaceas) que envelope uma porção central maciça gerada pela súbita desvolatilização.



**Figura 15.** Modelo para evolução de domos de lava organizado a partir das fotografias dos condutos e de afloramentos de superfície. A fotografia superior ilustra um domo da região com foliações mais horizontalizadas. Abaixo, um bloco diagrama ilustrando as foliações dentro do conduto a ao lado fotografia dos diques da pedreira de Frei Caneca. As imagens inferiores ilustram o padrão de foliações dentro do conduto que foram desenhados no bloco diagrama.

Os fluxos *pahoehoe* e *'a'ā* de São Marcos correspondem a toleitos evoluídos com baixo  $TiO_2$  e a origem destes tipos não pode ser explicada por variações nos conteúdos de  $SiO_2$ .

Cessadas as manifestações básicas estabelece-se um magmatismo predominantemente ácido geoquimicamente compatível com o Grupo Palmas e Subgrupo Caxias. Este vulcanismo foi alimentado por um conjunto de diques de direção  $N60^\circ E$ , cujas raízes dos condutos estão expostas na pedreira da COPERMISAM e  $N70^\circ W$  na área da JADE Mineração. Estes sistemas fissurais de alimentação

geraram foliações magmáticas subverticais e verticais nos condutos e colocaram em superfície domos de lavas com características exógenas com as estruturas expandindo-se de forma horizontal a sub-horizontal. Estes domos, quando completamente preservados, possuem vitrófros na base e no topo e um núcleo fanerítico fino em geral maciço.

Quanto à origem e colocação dos vulcanitos ácidos da FSG, e que pode ser estendida para do Grupo Etendeka, há um consenso que se trata de fluxos de alta temperatura.

As unidades ácidas apresentam uma ciclicidade e homogeneidade “estratigráfica” textural comuns em unidades efusivas; mudanças texturais laterais e verticais típicas de fluxos piroclásticos também não foram identificadas. A ausência de texturas piroclásticas mesmo na base dos fluxos e a ocorrência de autobrechas indicam uma colocação efusiva dos fluxos.

A identificação das zonas subvulcânicas de alimentação permite compreender o modo de colocação destes fluxos como domos de lavas na Formação Serra Geral.

## AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) – Pesquisador Gaúcho Processo nº 1007131 pelo apoio financeiro para a pesquisa e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio de bolsa de produtividade e do projeto 450505/2010-9. Ao Prof. Dr. Valdecir Assis Janasi e ao outro revisor do Boletim do IG pelas importantes observações e sugestões.

## REFERÊNCIAS

- ALVES, E. C. *Estrutura rasa do Talude e Sopé da Margem Continental do Rio Grande do Sul e Uruguai*. Porto Alegre. 1977. 74 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1977.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I. G.; PICCIRILLO, E. M.; STOLFA, D. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 579-618, 1984.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from Paraná Basin (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 915-944, 1986.
- BROWN, R. J.; BLAKE S.; BONDRE N. R.; PHADNIS, V. M.; SELF, S. 'A'ã lava flows in the Deccan Volcanic Province, India, and their significance for the nature of continental flood basalt eruptions. *Bulletin of Volcanology*, v. 73, n. 6, p. 737-752, 2011.
- BRYAN, S. E.; PEATE, I. U.; PEATE, D. W.; SELF, S.; JERRAM, D. A.; MAWBY, M. R.; MARSH, J. S.; MILLER, J.A. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, v. 102, n. 3-4, p. 207-229, 2010.
- COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Reviews of Geophysics*, v. 32, p. 1-36, 1994.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENE, G.; PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. 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, 1988.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 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, 1980.
- ERLANK, A. J. Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province. *Geological Society of South Africa. Special Publication*, n. 13, p. 105-123, 1984.
- FINK, J. H. 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, 1983.
- GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M.S.M. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites (sic), Southern Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 1193-1227, 1995.
- GREEN, J. C.; FITZ III, T. J. Extensive felsic lavas and rheoignimbrites in the Keweenawan Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 54, p. 177-196, 1993.
- HARLAND, W. B.; ARMSTRONG, R. L.; COX, A. L. V.; CRAIG, L. E.; SMITH, A. L. G.; SMITH, D. G. *A geologic time scale*. Cambridge, Cambridge University Press, 1989. 263 p.
- HARRIS, A.; BAILEY, J.; CALVARI, S.; DEHN, J. Heat loss measured at a lava channel and its implications for down-channel cooling and rheology. *Geology Society of America Special Paper*, v. 396, p. 125-146, 2005.

- HARRISON, T. M.; WATSON, E. B. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, n. 7, p. 1467-1477, 1984.
- HENRY, C. D.; WOLFF, J. A. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 171-186, 1992.
- HOLZ, M.; KÜCHLE, J.; PHILIPP, R. P.; BISCHOFF, A. P.; ARIMA, N. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 185-204, 2006.
- JANASI, V. A.; FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, n. 1, p. 147-153, 2011.
- JERRAM, D. A.; SINGLE, R. T.; HOBBS, R. W.; NELSON, C.E. Understanding the offshore flood basalt sequence using onshore volcanic facies analogues: an example from the Faroe–Shetland basin. *Geological Magazine*, v. 146, n. 3, p. 353-367, 2009.
- KILBURN, C. Surfaces of 'a'ã flows-fields on Mount Etna, Sicily: Morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. In: FINK, J.H. (Ed.). *Lava Flows and Domes*, Berlin, Springer-Verlag, 1990. p. 129-156.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750, 1986.
- MACDONALD, G. A. Pahoehoe, aa and block lava. *American Journal of Science*, v. 251, n. 3, p. :169-191, 1953.
- MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; EWART, A. Quartz latite rheognimbrite flow of the Etendeka Formation, North-Western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 200-219, 1992.
- MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; WHITTINGHAM, A. M.; EWART, A. 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, 1995.
- MYSEN, B. O.; VIRGO, D. 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, 1989.
- NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímicas-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.
- PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Eds.). Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. *Geophysics Monography Series*, v. 100 p. 217-245, 1997.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas, South America: classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 119-13, 1992.
- 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. High temperature flood silicic lavas (?) from the Paraná Basin (Brasil). *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources Bulletin*, v. 131, p. 213. 1989.
- PINKERTON, H.; SPARKS, R. S. J. The 1975 sub-terminal lavas, Mount etna: A case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 1, p. 176-182, 1976.
- RENNE P.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PREVÓT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979, 1992.
- RENNER, L. *Metagenia de Ni e EGP nos basaltos da Formação Serra Geral, porção sul da província*. 2010. 256p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.
- ROISENBERG, A. *Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná*. 1989. 285p. Tese (Doutorado) - Institutos de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

- ROISENBERG, A.; VIERO, A. P. O vulcanismo mesozoico 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, 2000. p. 355-374.
- ROWLAND, S. K.; WALKER, G. P. L. Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, v. 52, n. 8, p. 1-64, 1990.
- SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L. Emplacement of continental flood basalt lava flows. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN M. L. (Eds.). Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. *Geophysics Monography Series*, v. 100, p. 381-410, 1997.
- SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 26, p. 81-110, 1998.
- SMITH, J. V. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 72, p. 217-223, 1996.
- SUN, S.; MCDONOUGH, W. F. 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*. Geological Society of London, London, 1989. p. 315-345.
- UMANN, L. V.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; DE LIZ, J. D. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 357-364, 2001.
- WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C. A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology*, v. 68, p. 599-610, 2006.
- WHITTINGHAM, A. M. Geological features and geochemistry of the acid units of the Serra Geral Formation, south Brazil. In: *Continental Magmatism*, Santa Fé IAVCEI Abstracts: 1989, Santa Fé, New Mexico, 1989. p. 293.
- WOHLETZ, K. H. *Magma: calculates IUGS volcanic rock classification, densities, and viscosities*. Los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99-28. Los Alamos, New Mexico, 1999.