

Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas

*São Joaquim Plateau, Paraná Magmatic Province:
Field Features and Issues*

MARCELL LEONARD BESSER¹, ELEONORA MARIA GOUVÊA VASCONCELLOS², ANTÔNIO JOSÉ RANALLI NARDY³

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM - marcell.besser@cprm.gov.br

²Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia – UFPR - eleonora@ufpr.br

³Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP - nardy@rc.unesp.br

Resumo

O Platô de São Joaquim (PSJ) situa-se no Planalto Sul de Santa Catarina, no extremo sudeste do Planalto Meridional do Brasil. O platô sobrepõe-se aos basaltos da Formação Serra Geral, os quais são dispostos principalmente na forma de derrames pahoehoe, mas também de derrames a'a'. As rochas félsicas do Platô de São Joaquim configuram extensos derrames de geometria tabular e espessura de até 100 m que se distribuem por 280 km². Morros testemunhos nas circunvizinhanças conservam porções remanescentes destes derrames, evidência de que sua extensão fora muito maior e que agora se encontra reduzida pela erosão. A estratigrafia da sequência sobreposta aos basaltos comumente arquiteta-se da seguinte forma: (1) nível decamétrico de rochas de caráter transicional, representadas por vulcanitos afaníticos de cor cinza-avermelhada ou vermelha, maciços a amigdaloides podendo conter geodos decimétricos; (2) nível métrico saprolítico amigdalóide de cor amarela e geometria ondulada, com amígdalas estiradas e atualmente preenchidas por argilas brancas, brechas autoclásticas formadas por púmice/escória intemperizados e lentes de pitchstone; (3) nível basal félsico decamétrico formado por lentes de pitchstone e rochas afaníticas com bandamento de fluxo laminar plano-paralelo, contorcido ou dobrado; (4) nível félsico decamétrico com disjunções em lajes; (5) nível félsico de espessura decamétrica (até 65 m) formado por rochas faneríticas finas maciças, com ou sem disjunções tabulares; (6) na porção superior do nível maciço observam-se raras amígdalas. Devido à falta de evidências que atribuam uma gênese ignimbrítica a estas rochas, tais vulcanitos do platô de São Joaquim são preliminarmente designados como *Riolitos de Platô da Formação Serra Geral*.

Palavras-chave: Província do Paraná; Platô de São Joaquim; estratigrafia de sequências vulcânicas; riolitos de platô.

Abstract

The São Joaquim Plateau (SJP) is located in the Southern Highlands of Santa Catarina, which lays on the extreme southeast of the Brazilian Southern Highlands. The plateau is above Serra Geral Flood Basalts, which are organized mainly as pahoehoe flows, but also as a'a 'flows. The felsic rocks of SJP configure large tabular flows which thickness rises to 100 m and are widespread over 280 km². Isolated hills in the plateau surroundings conserve remaining portions of these lava flows, evidence that their extension were much larger and is now reduced by erosion. The stratigraphy overlying basalt sequence is commonly architected as follows: (1) decametric level rocks of transitional character, represented by gray - reddish or red volcanites, massive to amygdaloidal, which may contain decimetric geodes; (2) metric wavy level of amygdaloidal yellowish saprolite with stretched amygdales currently filled by white clays, autoclastic breccias formed by weathered pumice/scoria and pitchstone lenses; (3) basal decametric felsic level formed by pitchstone lenses and aphanitic rocks with banded laminar plane - parallel flow, twisted or folded flow; (4) decametric felsic level with platy joints; (5) thickness (< 65 m) felsic level formed by thin phaneritic massive rocks, with or without tabular joints; (6) in the upper massive level appear rare amygdales. Due to lack of evidence to assign an ignimbric genesis to these rocks, such volcanites of São Joaquim plateau are preliminarily designated as Plateau Rhyolites of the Serra Geral Formation.

Keywords: Paraná Province; São Joaquim Plateau, lava stratigraphy; plateau rhyolites.

1. INTRODUÇÃO

Após o ciclo orogênico Pan-Africano/Brasiliano, formou-se o supercontinente Gondwana, o qual se manteve estável na sua parte sul por cerca de 400 milhões de anos, possibilitando o desenvolvimento da Bacia do Paraná. Entretanto, pouco antes da ruptura do supercontinente e abertura do Oceano Atlântico Sul no início do Cretáceo, ocorreu um episódio vulcânico que originou a Província Magmática Paraná-Etendeka

(PMPE), que é considerada uma das maiores LIPs (*Large Igneous Province*) da Terra (Milani et al. 2007, Peate 1997). Mesmo pontual na escala de tempo (134,7 ± 1 Ma, Thiede & Vasconcelos, 2010) o vulcanismo alcançou 1x10⁶km³ (Cordani & Vandomos, 1967) dispersos na região centro-sul da América do Sul e sudoeste da África (Ewart et al. 2004), e distribuição que recobre a Bacia do Paraná por 1,2x10⁶km² (Melfi et al., 1988)(Figura 1).

Eruptivas da Serra Geral foi a designação dada por White (1908) às rochas vulcânicas na seção tipo da Bacia do Paraná na Serra do Rio do Rastro, em Santa Catarina (Figura 2). Posteriormente, estas rochas efusivas foram classificadas como *Formação Serra Geral* (Gordon Jr. et al. 1947), na qual predominam derrames basálticos toleíticos (90% do volume total), com andesitos toleíticos (7%) e dacitos, riocacitos e riolitos subordinados (Bellieni et al. 1986). Destes, 2,5% compreendem rochas afíricas (Tipo Palmas) e 0,5%, rochas porfiríticas (Tipo Chapecó), totalizando 64.000km² (Bellieni et al. 1986, Nardy et al. 2002). Enxames de diques e soleiras de microgabro permeiam os estratos vulcânicos e sedimentares da bacia.

Os lineamentos estruturais do Rio Piquiri e do Rio Uruguai compartimentam a Província Magmática do Paraná (PMP) em três subprovíncias: Norte, Central e Sul.

(Bellieni et al., 1986; Piccirillo et al., 1987, Figura 1). A Subprovíncia Sul caracteriza-se pela sobreposição de corpos ácidos do Tipo Palmas aos derrames básicos e distingue-se também em função do baixo teor de TiO₂ (<2%) e empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y em suas rochas (Piccirillo & Melfi, 1988). A Subprovíncia Norte, acima do lineamento do Rio Piquiri, corresponde a basaltos e rochas ácidas do tipo Chapecó da suíte alto TiO₂ (> 2%), enriquecida em elementos incompatíveis (Rb, Th e U).

As rochas do tipo Palmas são subdivididas em dois grupos, de acordo com assinatura química (Tabela 1). Nardy et al. (2008) relacionam a distribuição superficial das rochas ácidas e seu quimismo, assim como é observado em Etendeka, na Namíbia, por Milner et al. (1995) e Marsh et al. (2001, 2007)

Tabela 1 – Subdivisões das rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná, de acordo com Nardy et al. (2008). Platôs próximos à área de estudo sob *grifo*.

Rochas ácidas do tipo Palmas			
Baixo em Titânio (TiO ₂ ≤ 0,87%)		Alto em Titânio (TiO ₂ ≥ 0,90%)	
Santa Maria	Área: 12.300 km ² (RS)	Caxias do Sul	Área: 16.000km ²
P ₂ O ₅ ≤ 0,21%	Espessura: 150-450 m	0,91% < TiO ₂ < 1,03%	Volume: 4.832km ³
	Volume: 4500 km ³	0,25% < P ₂ O ₅ < 0,28%	Compreende 5 platôs (SC/RS):
			Serra da Farofa (ao sul de Lages-SC)
			São Joaquim (arredores de São Joaquim-SC)
Clevelândia	Área: 4.087 km ² (PR)	Anita Garibaldi	Área: 4.486 km ²
0,21% < P ₂ O ₅	Espessura: 150m	1,06% < TiO ₂ < 1,25%	Volume: 1.008 km ³
≤ 0,23%	Volume: 613 km ³	0,32% < P ₂ O ₅ < 0,36%	Compreende 5 platôs (PR, SC e RS):
			Bom Jesus (NE do RS, Bom Jesus-RS)
		Jacuí	Área: 3.451 km ²
		1,05% < TiO ₂ < 1,16%	Volume: 1.058 km ³
		0,28% < P ₂ O ₅ < 0,31%	

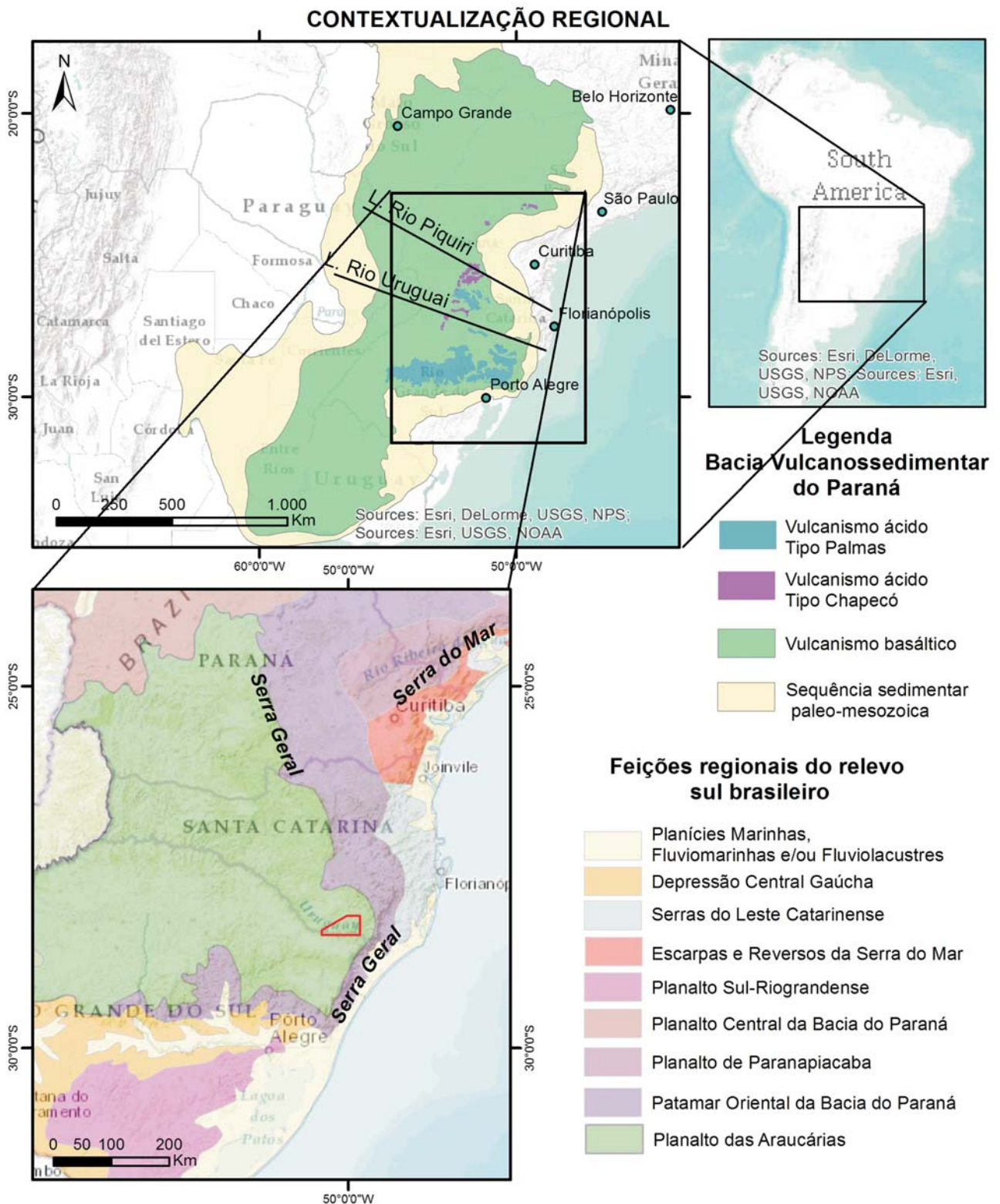


Figura 1 – Localização da área de estudo na Província Magmática do Paraná (PMP) e nas unidades regionais de relevo. Área de estudo representada pelo polígono vermelho. Mapa da PMP editado de Nardy et al. (2008). Unidades de relevo de acordo com dados do IBGE.

2. PLANALTO SUL NO CONTEXTO DO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS

A escarpa erosiva da Serra Geral prolonga-se diagonalmente pelo Sul do Brasil e perfaz o limite leste da PMP, bem como o próprio limite escarpado do Planalto das Araucárias, cujo reverso mergulha suavemente para o oeste em direção aos rios Paraná e Uruguai (Figura 1). Próximo à fronteira entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul a Serra Geral eleva-se e aproxima-se do litoral, envergando-se na direção NNE por cerca de 230 km entre os paralelos 27°48' e 29°31'S, acompanhando a curvatura da linha de costa. Nesta região, o reverso da Serra Geral sustenta o Planalto Sul de Santa Catarina, cujos contrafortes abrigam os pontos culminantes da PMP, o Morro da Boa Vista (1.827 m) e o Morro da Igreja com 1.822 m (Figura 3A). Os três principais rios que escoam pelo Planalto Sul, Canoas, Pelotas e Lava-Tudo, nascem no interior do Parque Nacional de São Joaquim e seguem para o rio Uruguai (Figura 2).

3. PLATÔ DE SÃO JOAQUIM E ARREDORES

O Platô de São Joaquim compreende um patamar que se estende sem desníveis abruptos nas circunvizinhanças da cidade homônima, no Planalto Sul de Santa Catarina (Figura 2). O termo morro testemunho ou mesa pode ser aplicado ao platô de São Joaquim, por formar um relevo residual de topo plano, limitado por escarpas, resultante do recuo pela erosão de frente de *cuesta* ou de outras escarpas de relevos tabuliformes

formados em rochas sedimentares ou excepcionalmente em derrames vulcânicos. Ocorre nas depressões periféricas, precedendo frentes de planaltos sedimentares ou sobre estes planaltos (como é o caso do platô de São Joaquim), chapadas e tabuleiros, assinalando contato de rochas de resistências diferentes ou limites de recuo de erosão (IBGE 2012).

O platô conserva altitudes entre 1100 m, na sua borda sudoeste, e 1450 m, na parte oposta, apresentando, portanto, um suave aclave ao noroeste. O entorno é caracterizado por relevo acidentado, vales profundos (200 a 300 m de desnível), geralmente encaixados, com interflúvios que conservam mesetas menores e bordas de patamares estruturais, cujas altitudes alcançam até 1.750 m.

A quebra de relevo que delimita o platô principal coincide com o perímetro da unidade vulcânica félsica, distribuída por cerca de 280 km². Todavia, remanescem corpos félsicos separados do platô principal nos morros testemunhos, como é caso das rochas do topo do Morro das Torres (1.740 m) em Urupema, distantes 40 km a norte de São Joaquim, ou das rochas do Morro do Cruzeiro (1.610 m) a 10 km a noroeste. Seguindo nesta direção ao Parna de São Joaquim, o relevo torna-se cada vez mais montanhoso e é possível acompanhar mesetas estreitas de caráter félsico de distribuição areal reduzida. Contudo, ao atingir-se a região dos Campos de Santa Bárbara no interior setentrional do Parque, a unidade félsica expande-se novamente nas cotas acima de 1.650 m, formando um pequeno platô ou mesa de limites denteados (Figura 2).

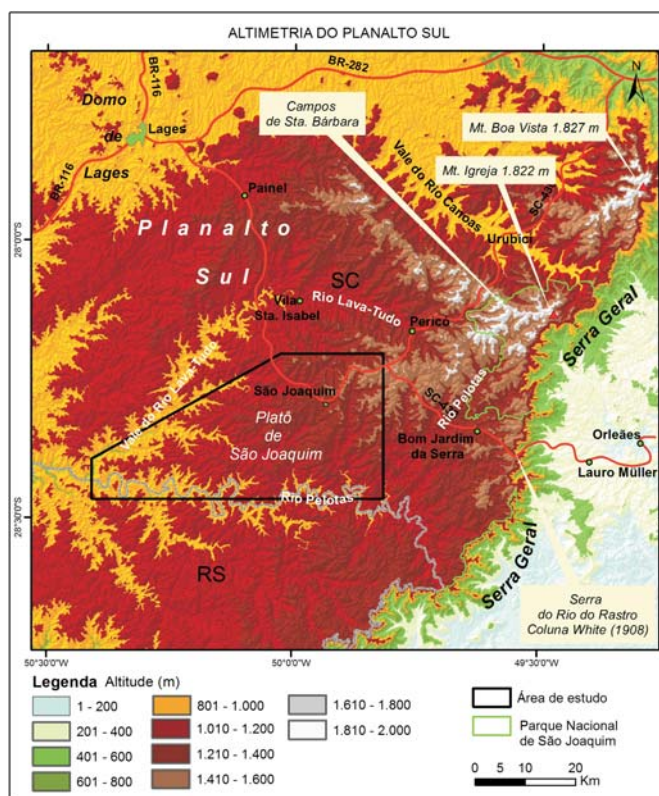


Figura 2 – Relevo do Planalto Sul de Santa Catarina, região mais elevada do Planalto das Araucárias.

Peate et al. (1999) realizaram sete perfis estratigráficos na região de São Joaquim com o objetivo de estudar o comportamento dos basaltos do tipo Urubici (Khumib no norte da Namíbia), que representam as ocorrências mais meridionais de magmas alto Ti/Y na Província do Paraná. Os autores identificaram dezoito derrames de basaltos do tipo Urubici, que estão intercalados com basaltos do tipo Gramado (baixo Ti/Y). Apenas no topo do Morro da Igreja foi identificado um derrame do tipo Esmeralda (baixo Ti/Y). Conforme observado pelos autores, as lavas da região de São Joaquim recobriram sucessivamente os sedimentos da Formação Botucatu em direção ao nordeste, mostrando que havia um relevo pré-eruptivo de até 400 m de desnível entre as áreas da Serra do Rio do Rastro (perfil GB) e Serra do Corvo Branco (perfil CO). Contudo, há evidência de soerguimento diferencial da região de São Joaquim pós-magmatismo, baseada na correlação de estratos riolíticos. Rochas ácidas do tipo Palmas (Unidade F de Milner et al. 1995; subtipo Caxias do Sul de Nardy et al. 2008, Ewart et al. 1998) são encontradas a ~630 m no testemunho de sondagem ES (~150 km a oeste de São Joaquim) e no perfil GB situam-se entre 1430-1500 m. Peate et al. (1999) apontam um soerguimento diferencial pós-magmatismo de aproximadamente 1 km para a região de São Joaquim.

4. OBJETIVOS

O objetivo do levantamento geológico no platô de São Joaquim é descobrir as características pertinentes à gênese das rochas ácidas da região. Teriam sido estas rochas geradas a partir da soldagem de fluxos piroclásticos? Ou então, teriam se originado de derrames ou domos de lavas de alta temperatura? Contudo, a distinção entre rochas piroclásticas soldadas e rochas oriundas da solidificação de lavas é, por vezes, difícil de ser feita.

De acordo com Cas & Wright (1988), o termo ignimbrito se refere à rocha ou ao depósito formado a

partir de fluxos piroclásticos independentemente do grau de soldagem ou volume destes depósitos. Wolff e Wright (1981) aplicam o termo *tufos soldados reomórficos* (ou *reognimbritos*) e Henry et al. (1989) o termo *ignimbrito lava like* com objetivo de caracterizar as rochas ácidas de natureza piroclástica que adquirem características de *stony rhyolites*. Nos ignimbritos *lava-like* o processo de deformação e soldagem ocorre durante o fluxo primário. Reognimbritos ocorrem quando os fluxos particulados primários são primeiramente assentados, então soldados e depois deslocados como fluxo secundário, viscoso e coerente.

Logo, a seguinte hipótese norteou a pesquisa: *O platô vulcânico félsico de São Joaquim teria se formado sobre um extenso planalto basáltico, a partir da efusão de lavas e fluxos piroclásticos por caldeiras em alta temperatura. Estes fluxos de caráter intermediário e ácido teriam gerado derrames, domos e principalmente extensos ignimbritos. Os fluxos piroclásticos, capazes de alcançar dezenas de quilômetros de distância, teriam sido soldados, mascarando sua gênese ignimbrítica, e adquirido aspecto de derrames lávicos.*

5. CARACTERIZAÇÃO DE CAMPO

Foram descritos 117 afloramentos e discriminados oito litotipos: basalto, microgabro, gabro, rocha vulcânica cinza-avermelhada, rocha vulcânica vermelha, rocha vulcânica félsica, além de *pitchstone* e saprólito amarelo de características peculiares. A partir da associação entre o tipo de rocha e a estrutura ou geometria do corpo (presença e quantidade de amígdalas, disjunções tabulares, etc) mostradas na Tabela 2, são propostas 21 litofácies, cujo agrupamento em 6 categorias corresponde às unidades litológicas, a saber: *basaltos de platô, sistemas de dique ou soleira, rochas vulcânicas intermediárias, rochas félsicas maciças, rochas félsicas bandadas e pitchstone* (Tabela 3).

Tabela 2 – Códigos para rochas e estruturas, que combinados formam as litofácies de campo.

Rochas	Sigla	Estruturas	Sigla
<i>Basalto</i>	B	Amigdaloidal/Vesiculado	aa
<i>Microgabro</i>	M	Com amígdalas esparsas	a
<i>Gabro</i>	G	Maciço	m
<i>Rocha cinza-avermelhada</i>	RG	Bandamento plano-paralelo	pp
<i>Rocha vermelha</i>	R	Bandamento incipiente a maciço	mb
<i>Rocha félsica</i>	F	Bandamento dobrado	fb
<i>Pitchstone</i>	P	Disjunções em lajes	pj
<i>Saprólito amarelo</i>	S	Disjunções colunares/tabulares/horizontais	cj/tj/hj
		Brecha magmática	bm

5.1. Basaltos de Platô (Cfb)

Observam-se cinco litofácies associadas aos basaltos cinza escuros, sendo elas basalto maciço (Bm), basalto com amígdalas (Ba), basalto amigdaloidal ou vesiculado (Baa), basalto com disjunções colunares (Bcj) ou tabulares (Btj) e basalto brechado (Bbm). As litofácies Ba, Bm e Bcj/tj formam derrames com 5 a 40 m de espessura, com extensão lateral da ordem de quilômetros e com paleosuperfície plana a pouco ondulada, quando seguindo paleovertentes. Os derrames são divididos em três zonas, à semelhança de outros estudos na Formação Serra Geral (Gomes, 1996). As zonas basais e de topo são formadas por Ba com ocorrência de $>20/\text{dm}^2$ amígdalas maiores que 0,5 cm. A geometria das amígdalas pode variar de derrame para derrame, sendo por vezes esféricas e arredondadas ou então ovaladas e de bordas irregulares, com predomínio do primeiro tipo. São preenchidas predominantemente por quartzo branco, translúcido ou por calcedônia, revestidas por celadonita. Localmente ocorrem geodos métricos alongados revestidos por cristais centimétricos a decimétricos de apofilita. Observam-se geodos de quartzo fumê, citrino e ametista clara. A zona central do derrame é maciça e pode apresentar disjunções colunares ou tabulares bem desenvolvidas principalmente nos corpos mais espessos. Comparativamente, são derrames do tipo *pahoehoe*, mais fluidos.

As litofácies Bbm e Baa são vinculadas a derrames com espessura entre 5 e 10 m, de continuidade lateral reduzida (não foi possível observar afloramentos contínuos) e paleosuperfície irregular. Caracteriza-se como uma brecha magmática composta por blocos de basalto de estrutura escoriácea envolvidos por material sedimentar, formando peperitos (Figura 3B). As amígdalas são preenchidas por zeólitas e material argilizado branco. As zeólitas são fibrorradiais e comumente atingem 10 cm de diâmetro. Estas brechas magmáticas assemelham-se a derrames do tipo *a'a'*.

As brechas magmáticas e as zonas amigdaloidais de topo e base dos derrames são mais rapidamente alteradas pelo intemperismo. Por isso, afloramentos de rocha não alterada são ausentes ou muito raros (encontrados apenas nos cortes profundos de estradas). O material alterado assinala-se como um saprólito amarelo-alaranjado a vermelho arroxeadado. A resistência intempérica da zona central dos derrames propicia o típico escalonamento do relevo observado na região.

5.2. Sistemas de diques e soleiras

São registrados microgabros com disjunções horizontais (Mhj) e gabros com disjunções tabulares

inclinadas (Gtj), ambos associados a intrusões rasas na forma de diques e soleiras. Basaltos com disjunções horizontais também são associados a diques. A fácies Mhj ocorre em um dique composto com 6 m de largura, de direção N-S e intrudido em rochas félsicas. O microgabro tem textura equigranular fina. As disjunções horizontais formam poliedros com largura entre 5 a 15 cm. A fácies Gtj ocorre como uma soleira aflorante em outeiro próximo ao centro da cidade de São Joaquim, intrudida entre estratos félsicos. O gabro tem textura equigranular média e altera-se para um material amarelo-alaranjado, destoante dos saprólitos marrom-claro do entorno desenvolvidos sobre rocha félsica.

5.3. Rochas vulcânicas de transição (I)

São agrupadas as rochas cinza-avermelhado amigdaloidal (RGaa), com amígdalas (RGa) e maciça (RGM), rocha vermelha amigdaloidal (Raa) e maciça (Rm) e saprólito amarelo amigdaloidal (Saa). São fácies sobrepostas a derrames basálticos e sotopostas, bem como intercaladas, aos corpos félsicos. Caracterizam derrames com 3 a 20 m de espessura, de extensão estimada em quilômetros. As amígdalas da fácies RGaa e RGA são geralmente ovaladas com 1 a 10 cm de comprimento e estão orientadas preferencialmente, paralelamente aos limites horizontais do derrame. São compostas por quartzo translúcido. A fácies RGM pode apresentar algumas amígdalas esparsas e esféricas, menores que 0,5 cm (Figura 3C). As amígdalas e geodos da fácies Raa variam entre 0,5 e 20 cm de comprimento, são geralmente ovaladas e às vezes adquirem aspecto de gota invertida. São preenchidas por quartzo transparente a translúcido (Figura 3D). Em geodos, o quartzo ocorre sob a forma de drusas. A fácies Rm é completamente maciça.

5.4. Saprólito amarelo amigdaloidal (Saa)

É comum encontrar um material bastante intemperizado de cor amarela, sotoposto ao estrato félsico. Tem estrutura amigdaloidal orientada e as amígdalas são preenchidas por argilominerais brancos. Nesta fácies também são observados fragmentos bastante vesiculados em meio a material argiloso alaranjado (Figura 3E).

5.5. Saprólito amarelo amigdaloidal (Saa)

Observa-se *pitchstone* (P) caracterizada por material vítreo preto semelhante à obsidiana, no entanto com brilho mais graxo e menos vítreo (Figura 3F). Ocorre comumente na base dos corpos félsicos, mas também nas suas laterais. Define expressões positivas no relevo, resistindo ao intemperismo e erosão.

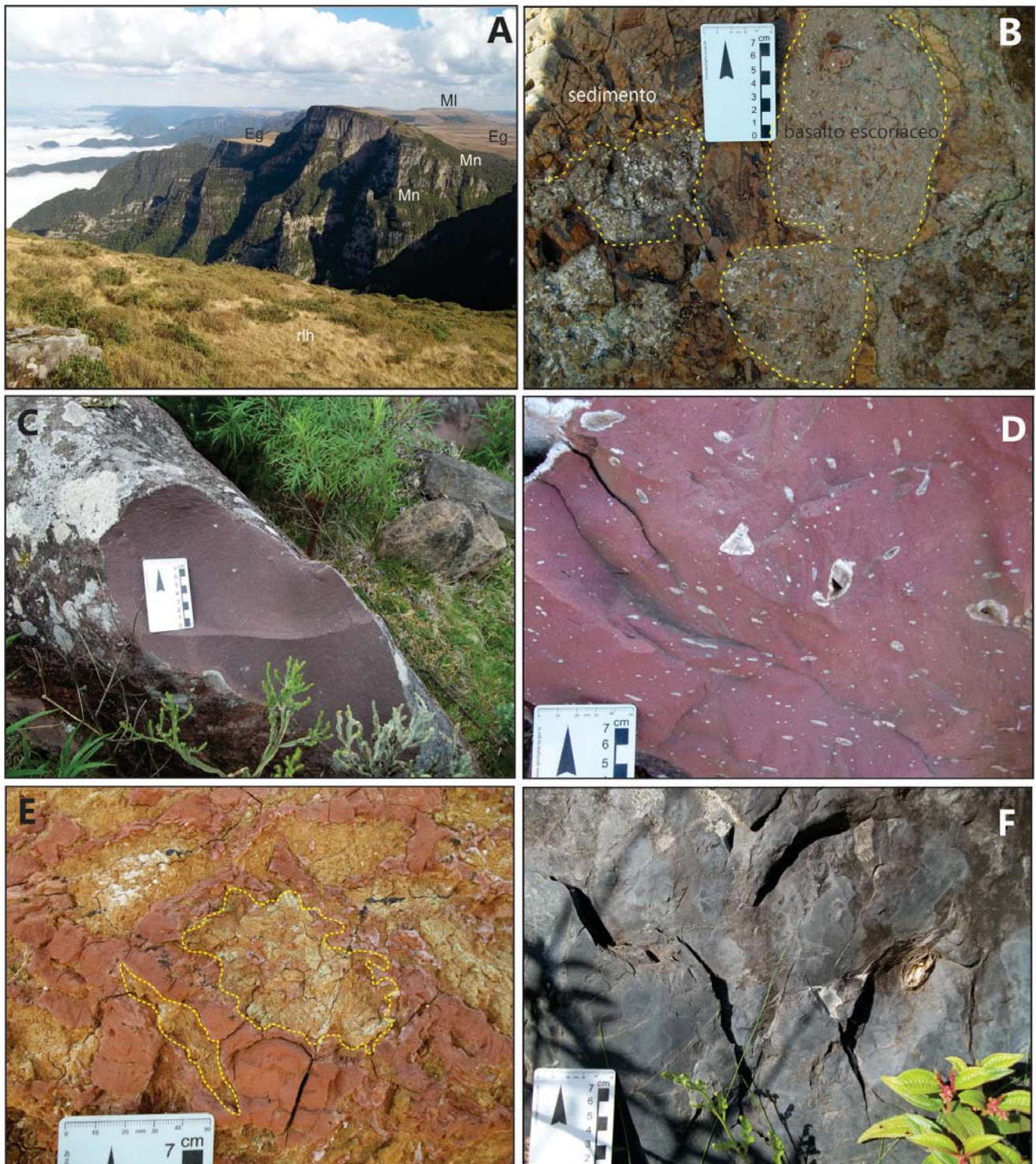


Figura 3 – Desfiladeiro da Serra Geral visto desde o Mt. Igreja (1.822 m) expõe sequência vulcânica basáltica por ~700 m. Observa-se a estepe gramíneo-lenhosa (Eg) alcançando a borda do planalto, os campos de altitude (rlh) associados às plantas anãs (rlb), a floresta ombrófila mista alto-montana (MI) e as matas nebulares (Mn) (A); basalto escoriáceo envolto por matriz sedimentar, caracterizando uma brecha interderrame (B); rocha cinza-avermelhada maciça (RGm) posicionada em inter-estratos félsicos (C); rocha vermelha amigdaloidal (RGaa) com amígdalas ovaladas e pequenos geodos de quartzo (D); fragmentos de púmice alterado da fácies Saa (E); *Pitchstone* (F)

5.6. Rochas vulcânicas félsicas bandadas (Fb)

São rochas cinza-claras esverdeadas a azuladas quando frescas e de cor cinza-médio arroxeadado quando mais intemperizadas. São de fácil identificação em campo porque formam afloramentos modelados por intemperismo diferencial. A diferença de resistência se deve provavelmente à variação na quantidade de vidro vulcânico ou quartzo entre as camadas. Estas rochas constituem níveis muito extensos, da ordem de quilômetros, com bandamento plano-paralelo a ondulado e por vezes dobrado, compondo as fácies Fpp e Ffb, respectivamente (Figura 4A). Nota-se tanto a contorção do bandamento como seu dobramento na forma de dobras suaves e abertas (Figura 4C). A *fácies rocha félsica com disjunções em lajes* (Fpj) apresentam disjunções horizontais plano-paralelas penetrativas, com espaçamento entre 1,5 e 5cm, sendo mais estreito quanto mais próximo à base. Ocorre geralmente acima das porções com bandamento plano-paralelo. Esta fácies pode distribuir-se paralelamente à superfície ou então inclinada, com mergulhos variados (Figura 4B).

5.7. Rochas vulcânicas félsicas maciças (Fm)

Predomina a fácies rocha félsica maciça (Fm), evidenciada pela ausência de acamamentos, de cor cinza-claro e decomposição em blocos com geração de saprólitos de cor marrom-claro e bege (Figura 4D). A textura pode variar entre equigranular densa a fina, quando se torna possível divisar os cristais da porção vítrea, principalmente em amostras com algum grau de alteração (trama sal e pimenta, Figura 4E). Estas rochas parecem constituir derrames da ordem de vários quilômetros quadrados com espessuras de 10 a 50 m, por vezes alcançando 65 m. O centro destes corpos pode apresentar disjunções tabulares verticais ou subverticais, com espaçamento de 10 a 20 cm. Rochas félsicas com bandamento incipiente (Fmb) também são observadas, assim como rochas félsicas maciças com amígdalas esparsas (Fa). Neste caso, as amígdalas são esféricas, arredondadas e tem 0,5 a 1 cm de diâmetro e o preenchimento é por quartzo microcristalino.



Figura 4 – Rochas félsicas com bandamento plano-paralelo (Fpp, em A), com disjunções em lajes (Fpj, em B) e com dobramento marcante do bandamento (Ffb, em C); afloramento em pedra de rochas félsicas maciças (Fm), onde observa-se a decomposição em matacões e blocos arredondados (D); fotografia de amostra de mão da fácies Fm, com trama sal-e-pimenta (E).

5.8. Contatos

Registraram-se em campo nove tipos de contatos entre as unidades geológicas. Os contatos definidos são aqueles observados e fotografados, enquanto os contatos aproximados são aqueles não aflorantes, mas com erro menor que 3 m. Os contatos inferidos tem erro maior que 10 m. São eles: contato definido entre derrames basálticos (B-B), contato aproximado entre derrame basáltico e rocha cinza-avermelhado amigdaloidal (B-RGaa), contato definido entre derrame basáltico, rocha cinza-avermelhado amigdaloidal e rocha félsica bandada ou com disjunções em lajes (B-RGaa-Fpp), contato aproximado entre derrame basáltico e rocha félsica (B-Fpp), contato

definido entre *pitchstone* e rocha félsica bandada (P-Fpp), contato definido entre rocha cinza-avermelhada e rocha félsica com bandamento plano-paralelo ou disjunção em lajes (RGaa-Fpp) e contato aproximado entre rocha cinza-avermelhado e *pitchstone* (RGaa-P). Os contatos são geralmente ondulados, evidenciando uma paleotopografia quase plana. Há também contato definido entre saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciça (Saa-Fm), com paleosuperfície suavemente ondulada (Figura 5A-B). Observa-se também contato definido entre rocha vermelha amigdaloidal e saprólito amarelo amigdaloidal sotoposto à rocha félsica bandada (Raa-Saa-Fpp). Neste caso, observa-se uma superfície erosiva de aplainamento entre Saa e Fpp (Figura 5C-E).

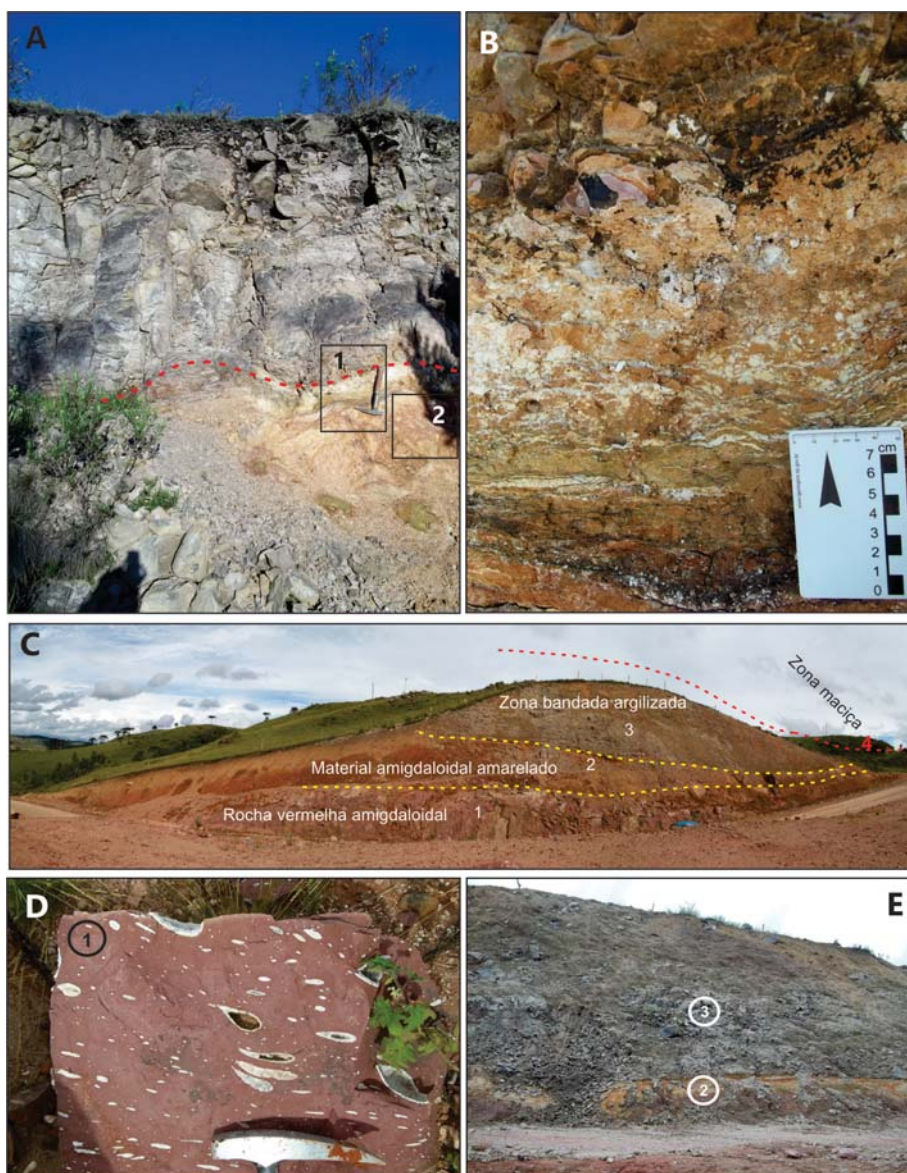


Figura 5 – Seção SJ-076 (A-B) - transição entre saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciça acima (A), com detalhe no retângulo 2 do material argilizado com orientação preferencial (possíveis bandas de fluxo). O retângulo 1 corresponde às brechas magmáticas com fragmentos de púmice alterado representado na Figura 3E. Na continuação vertical deste perfil observa-se a fácies Fpj por 10 m (perfil semelhante ao observado por Bryan et al. 2010 na base da sequência Goboboseb I (Fig. 5 dos autores) em contato com os basaltos de Etendeka; Seção SJ-032 (C-E) - rocha vermelha amigdaloidal (Raa, em D) na base, faixa de transição com material amarelo amigdaloidal (Saa, em E2), zona bandada argilizada (Fpp, em E3) e zona superior maciça (Fm).

Tabela 3 – Relação entre litofácies de campo, siglas e litologias.

Litofácies de campo	Sigla	Litologia no mapa
Rochas máficas vulcânicas, sub-vulcânicas ou plutônicas		
<i>Basalto amigdaloidal/vesiculado</i>	Baa	<i>Basaltos de platô (Cfb)</i>
<i>Basalto com amígdalas</i>	Ba	
<i>Basalto maciço</i>	Bm	
<i>Basalto com disjunções colunares</i>	Bcj	
<i>Basalto brechado</i>	Bbr	
<i>Microgabro com disjunções horizontais</i>	Mhj	<i>Dique-Soleira</i>
<i>Gabro com disjunções tabulares</i>	Gtj	<i>Dique-Soleira</i>
Rochas vulcânicas intermediárias		
<i>Rocha cinza-avermelhado amigdaloidal</i>	RGaa	<i>Rochas vulcânicas de transição (I)</i>
<i>Rocha cinza-avermelhado com amígdalas</i>	RGa	
<i>Rocha cinza-avermelhado maciço</i>	RGm	
<i>Rocha vermelha amigdaloidal</i>	Raa	
<i>Rocha vermelha maciço</i>	Rm	
Rocha vulcânica félsica e <i>pitchstone</i>		
<i>Saprólito amarelo amigdaloidal</i>	Saa	<i>Saa</i>
<i>Pitchstone preta maciço</i>	Pm	<i>Pitchstone (P)</i>
<i>Pitchstone preta bandada</i>	Ppp	<i>(P)</i>
<i>Rocha félsica com amígdalas</i>	Fa	<i>Rochas félsicas maciças (Fm)</i>
<i>Rocha félsica maciço</i>	Fm	
<i>Rocha félsica com bandamento incipiente a maciço</i>	Fmb	
<i>Rocha félsica com bandamento plano-paralelo</i>	Fpp	<i>Rochas félsicas bandadas (Fb)</i>
<i>Rocha félsica com bandamento dobrado</i>	Ffb	
<i>Rocha félsica com disjunções em lajes</i>	Fpj	
Contatos		
<i>Contato entre derrames basálticos</i>	B-B	<i>Contatos</i>
<i>Contato entre derrame basáltico e rocha cinza-avermelhada</i>	B-RGaa	
<i>Contato entre derrame basáltico, rocha cinza avermelhada e rocha félsica</i>	B-RGaa-Fpp	
<i>Contato entre derrame basáltico e rocha félsica</i>	B-F	
<i>Contato entre pitchstone bandada e rocha félsica bandada</i>	P-Fpp	
<i>Contato entre rocha cinza-avermelhada e rocha félsica com bandamento plano-paralelo</i>	RGaa-Fpp	
<i>Contato entre rocha cinza-avermelhada e pitchstone</i>	RGaa-P	
<i>Contato entre rocha vermelha amigdaloidal, .saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica bandada</i>	RGaa-Saa-Fpp	
<i>Contato entre aprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciço</i>	Saa-Fm	

5.9. Cartografia e estratigrafia

Os derrames de basaltos da Formação Serra Geral observados na área podem ser de dois tipos. O primeiro (1) apresenta zonas amigdaloides basais e de topo, com centro estruturado por disjunções colunares ou tabulares. Pode ser atribuído ao tipo *pahoehoe*. O segundo (2) é caracterizado por brechas e basaltos escoriáceos e assemelha-se aos derrames do tipo *a'a'*. A espessura dos derrames varia entre 5 e 40 m. No Parque

Vale da Neve (~8km a NE do PSJ) são reconhecidos oito derrames do tipo *pahoehoe* em um perfil de 180 m. O topo da zona central de cada derrame é facilmente identificado pelo escalonamento do relevo, resultante da erosão diferencial. O avanço do intemperismo processa-se mais rapidamente nas zonas amigdaloides e de contato entre os derrames, enquanto a zona central dos derrames sustenta os patamares do típico relevo escalonado da região.

Sobrepostos aos basaltos é possível distinguir

três níveis. O primeiro é composto por rocha afanítica de cor cinza-avermelhado, ora maciça ora amigdaloidal. Este nível pode ser substituído em algumas áreas por uma rocha de cor vermelha, predominantemente amigdaloidal. Acima destes níveis há saprólitos amarelos e amigdaloidais, com alongamento das amígdalas paralelamente à base do derrame sotoposto. O material de preenchimento compreende argilominerais brancos (Figura 5 e Figura 6).

A unidade de topo que sustenta o platô de São Joaquim é formada por rochas afíricas mesocráticas e leucocráticas. É constituída por corpos extensos, espessos e tabulares, às vezes limitados por lentes vítreas (Figura 7). São descritas estruturas de fluxo laminar bandado (Fpp) e por vezes contorcido e dobrado na base (Ffb), sotopostas por um nível de disjunções em lajes (Fpj). Ambos os níveis, juntamente às lentes de *pitchstone* (P), compreendem a *zona félsica I* do corpo, que pode estar ausente na estratigrafia ou adquirir espessura de até 60 m. Comumente, é mais fina, com cerca de 20-30 m. Logo acima da zona inferior

desenvolve-se um perfil predominantemente maciço, denominado de *zona félsica II*, bastante homogênea. Esta apresenta disjunções tabulares em seu núcleo. As porções mais elevadas podem conter algumas amígdalas de quartzo (Figura 6). Notam-se diferenças texturais sutis entre afloramentos afastados por longas distâncias, como a variação do tamanho dos cristais. A zona félsica II tem espessura da ordem de dezenas de metros, podendo chegar a 65 m na colina de Hasenberg (1545 – 1610 m). A espessura máxima registrada do estrato félsico é de 120 m na região de Vila Boava, no sudoeste do platô (Figura 7). Ali, reaparecem as fácies Rm e Fpp sobrepostas a uma camada de 40 m da fácies Fm. Observa-se em algumas seções a intercalação da fácies RGaa e RGA com a fácies Fpp.

As rochas de transição e félsicas do platô de São Joaquim ocupam aproximadamente 280 km². Seu volume é difícil de ser calculado devido à inclinação do platô e atual nível erosivo. Contudo, admitindo-se uma espessura média de 100 m, atinge-se um volume de 28 km³ (Figura 7).

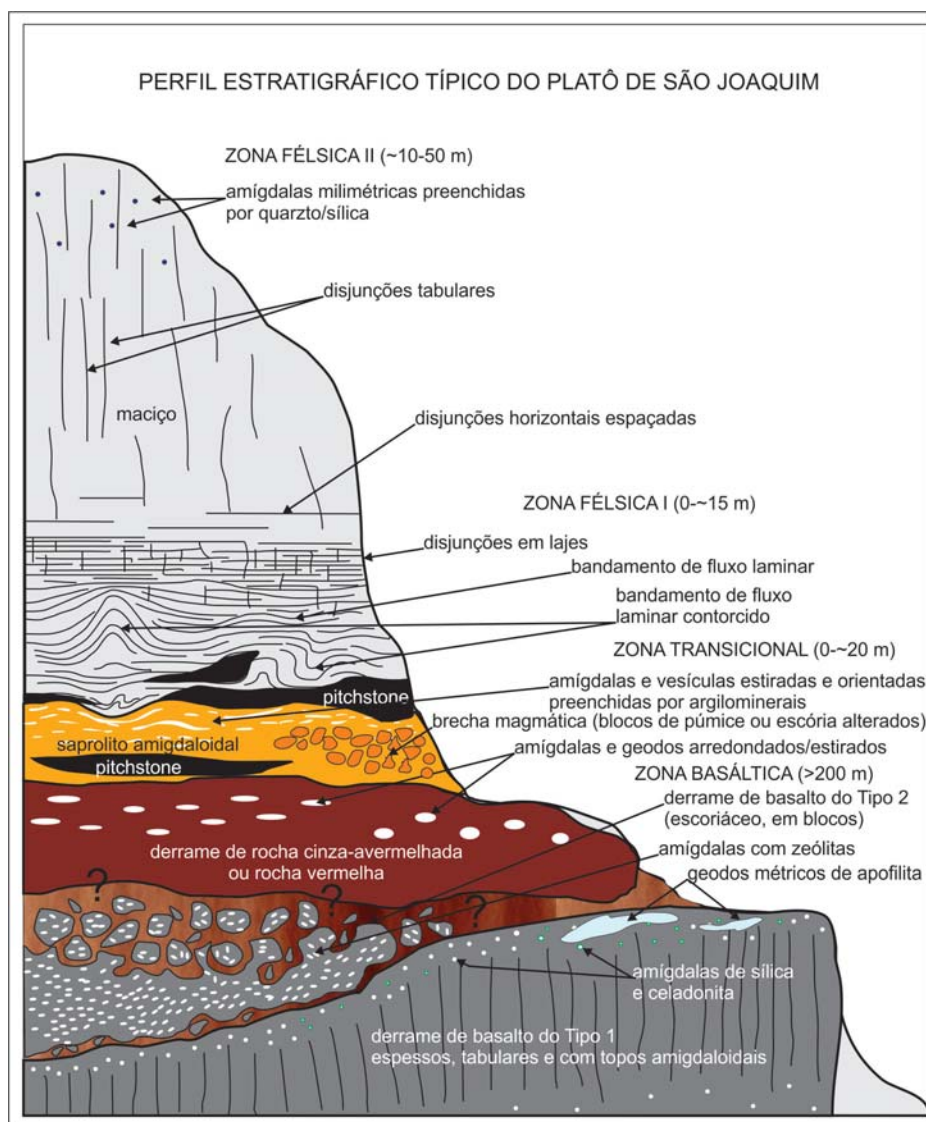


Figura 6 – Perfil estratigráfico típico do Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná.

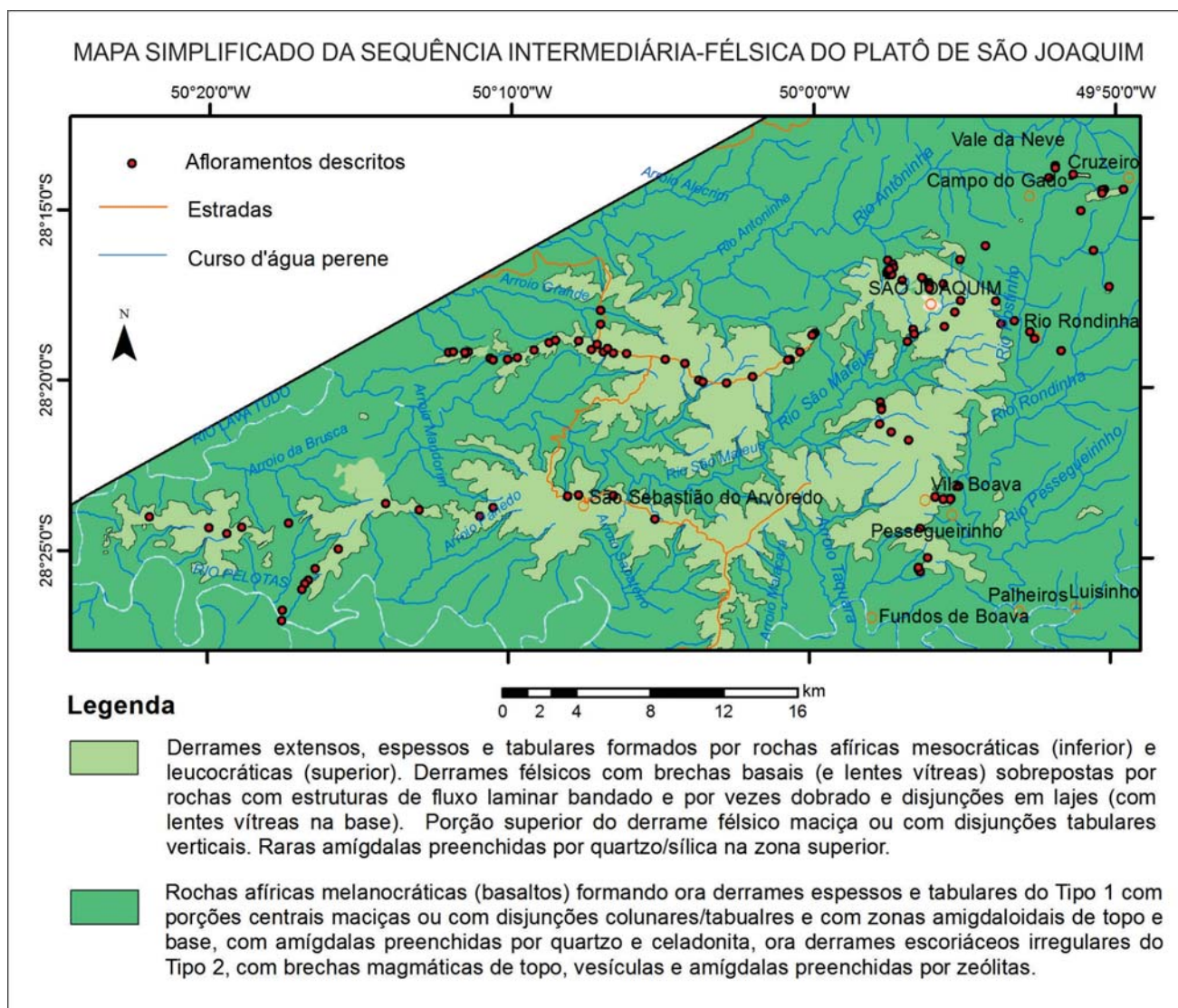


Figura 7 – Cartografia da sequência vulcânica do platô de São Joaquim.

6. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES

As unidades félsicas das LIPs (*Large Igneous Provinces*) são predominantemente ignimbríticas (Bryan et al. 2002). Contudo, a LIP do Paraná parece carecer de rochas desta natureza. Comin-Chiaramonti et al. (1988), Bellieni et al. (1986), Henry e Wolff (1992), Umann et al. (2001), Lima et al. (2012), Waichel et al. (2012), Chmyz (2013), entre outros, realizaram estudos em diferentes áreas da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) e consideraram as rochas ácidas como sendo *derrames* ou resultantes da *coalescência de domos*. Portanto, atribuem uma origem lávica (*lava flow or dome*) às rochas ácidas. Em contrapartida, Petrini et al. (1989), Whittingham (1989), Roisenberg (1989), Milner, Duncan & Ewart (1992), Milner et al. (1995) e Bryan et al. (2010) atribuem origem piroclástica às rochas da PMPE. Nota-se que principalmente os estudos de caráter mais abrangente na área da PMP e aqueles realizados nas rochas do Grupo Etendeka (Namíbia), são os que consideram as unidades ácidas como resultantes

de processos ignimbríticos de alta temperatura. Por outro lado, os estudos de detalhe usualmente conferem origem lávica de alta temperatura às unidades félsicas. Como exceção, os trabalhos de detalhe de Muzio et al. (2009) na Formação Arequita do leste uruguaio cartografaram tanto fluxos lávicos como ignimbritos. Embora correlata à PMPE, a Formação Arequita conserva diferenças petrográficas importantes, como a presença de quartzo e feldspato potássico (ausentes ou raros nas rochas ácidas da PMP).

Com base nas informações de campo, as rochas da região de São Joaquim podem ser interpretadas de acordo com:

6.1. Aspectos gerais dos derrames basálticos

Os derrames do tipo 1 e do tipo 2 podem ser porções diferentes dentro do mesmo fluxo. Nas lavas havaianas são comuns derrames com características *pahoehoe* nas proximidades do conduto que adquirem aspecto *a'a'* em porções distais (Peterson & Tiling 1980),

conforme observado por Waichel et al. (2006) na Formação Serra Geral. As brechas descritas representam autobrechas, geradas no deslocamento do fluxo e moagem da crosta solidificada.

6.2. Geometria dos corpos félsicos

Os corpos cartografados têm ampla distribuição areal. Observa-se que o intenso intemperismo químico tem suavizado as quebras de relevo, criando topografia ondulada, repleta de colinas. Mesmo assim é possível distinguir o caráter tabular dos corpos. Também, não foi possível observar variações laterais de espessura. A base dos corpos é geralmente ondulada, evidenciando preenchimento de paleocanais. De acordo com Bryan et al. (2010), características comuns nas maiores unidades eruptivas félsicas das LIPs são os corpos tabulares, maciços e monótonos, sem evidência de estratificação interna ou lapsos. Segundo os autores, estes corpos compreendem ignimbritos riolíticos. Whittingham (1989) atribuiu origem piroclástica às rochas ácidas da PMP em função de sua ampla distribuição. Contudo, acredita-se que isso possa ser explicado por outros fatores. Até o momento, o consenso é de que as rochas ácidas da PMPE foram criadas por fluxos (sejam lávicos ou piroclásticos) de alta temperatura, da ordem de 1000 a 1100°C (Bellieni et al. 1984, Milner, Duncan & Ewart 1992). Isto poderia explicar a hipótese de extensos *derrames riolíticos*, os quais somente fluíram formando platôs porque as lavas eram de alta temperatura, diferente do que comumente ocorre com lavas ácidas. Cenário como este é descrito na literatura. Henry et al. (1990) estudaram o *Riolito Bracks* na região árida de Trans-Pecos (extremo W do Texas, EUA) e assumiram sua dimensão em pelo menos 1000 km² e 75km³, dispersos em um único derrame que se arrastou por mais de 35 km a partir da fonte. O Riolito Bracks é mais espesso próximo à fonte e adelgaça-se lenta e radialmente, com espessura mínima superior a 25 m. Ressalta-se também que o derrame é química e mineralogicamente homogêneo. A grande extensão e a geometria tabular do Riolito Bracks provavelmente refletem altas temperaturas de efusão ($\geq 900^{\circ}\text{C}$), baixo conteúdo de voláteis, viscosidade moderadamente baixa, rápida erupção e lento resfriamento. Portanto, é provável que as rochas félsicas do platô de São Joaquim tenham sido formadas, essencialmente, como derrames de platô. Não foram encontrados pontos de efusão de magmas tais como os descritos por Lima et al. (2012). Machado (2003) propõe que cada platô das rochas ácidas corresponda a zonas de efusão particulares.

6.3. Texturas (macroscopia) e estrutura das rochas félsicas

As rochas observadas variam textural e estruturalmente. Quanto ao grau de cristalinidade, a

textura varia desde holohialina ou hipohialina (fácies P e Fpp) até hipocristalina (fácies Fpp e Fm). Quanto ao grau de visibilidade há rochas afanítica (P), fanerítica muito fina (Fpp) e faneríticas (Fm). Quanto ao tamanho relativo dos cristais, as rochas são equigranulares. É comum a trama sal-e-pimenta (quantidades semelhantes entre minerais claros e vidro). Estruturas comuns estão ligadas à movimentação das lavas, como o fluxo laminar (bandamento) plano-paralelo e contorcido ou dobrado, na porção basal dos corpos (fácies Fpp). Estruturas relacionadas ao escape de gases são raras, mas ocorre localmente estrutura amigdaloidal (Fa). Bo parte das rochas apresenta estrutura maciça (Fm). De acordo com Bryan et al. (2010) os corpos ignimbritos das LIPs ocorrem em fácies que variam desde *lava-like* (contudo mostrando geometria deposicional de ignimbritos *sheet-like*, e. g. PMPE) até o tipo *Snake River Plain* ou *ignimbritos de alto grau* com preservação de poucas texturas piroclásticas (e. g. riolitos do Karro). No entanto Bryan et al. (2010) mencionam que são mais comuns *ignimbritos soldados de baixo a alto grau* contendo abundante *lapilli púmice*, *fiamme* (Bull & McPhie, 2007), fragmentos líticos e texturas vitroclásticas bem preservadas (e. g. províncias do Atlântico Norte, Afro-Arábica e LIPs félsicas). Até o momento, nas rochas félsicas do platô de São Joaquim não foram observadas texturas relacionadas a reomorfismo ou soldagem. Também, não é observada variação vertical de intensidade de soldagem.

6.4. Aspectos estruturais e estratigráficos

Sotoposta aos estratos é comum a ocorrência da fácies Saa. Como nesta fácies observa-se estiramento de amígdalas, brechas magmáticas contendo fragmentos de púmice ou escória e lentes vítreas, é possível que este nível corresponda à base dos corpos félsicos. As brechas correspondem a autobrechas basais. No Riolito Bracks estão presentes autobrechas basais e de topo, frentes de fluxo íngremes, bandamentos e dobras de fluxo, vesículas alongadas e textura traquítica, evidências que segundo os autores apontam para uma origem de derrames de lavas (Henry et al. 1990).

7. CONCLUSÕES

O platô de São Joaquim ocupa uma área de aproximadamente 280 km² e um volume máximo de 28 km³. Seu relevo relativamente plano é sustentado por um estrato félsico formado por derrames espessos (<100 m) e tabulares extensos (>10 km). A fácies saprólito amarelo (Saa), com fragmentos de púmice e material amigdaloidal bandado estirado, configura a brecha basal do derrame. As lentes de pitchstone (P), ora mais abundantes, ora menos frequentes, configuram o material selante do núcleo rochoso do derrame. As fácies de rochas bandadas e dobradas e rochas com disjunções

em lajes (Fpp, Ffb e Fpj) integram a base da porção rochosa do derrame, marcando o cisalhamento interno devido à resistência ao fluxo de cada banda. A porção superior maciça (Fm) configura o centro rochoso do derrame. O aparecimento de amígdalas nas partes mais altas (Fa) indica proximidade com o teto do corpo. Não são encontradas evidências de processos piroclásticos (Fisher & Schmincke 2004, Cas & Wright 1988), tais como *fiamme*, fragmentos líticos, depósitos de *lahar*, níveis de

tufos, bombas/blocos ou bandamentos granulométricos. Também, não foram identificadas áreas fonte das lavas, tais como caldeiras ou raízes de domos. A hipótese que considera o aspecto lávico das rochas félsicas do platô de São Joaquim como resultado de soldagem em ignimbritos não pode ser validada com as informações macroscópicas. Até o momento, as evidências sugerem que os corpos félsicos descritos compreendem derrames de grande extensão.

Referências bibliográficas

- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L. S., MELFI A. J., NARDY A. J. R., PAPTRECHAS C., PICCIRILLO E. M., ROISENBERG A.. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27:915-944.
- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L.S., MELFI A.J., PICCIRILLO E.M., NARDY A.J.R., ROISENBERG A. 1984. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh*, 150: 273-306.
- BEHLING H., PILLAR V. D., ORLÓCI L., BAUERMANN S. G. 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203:177-297.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., SANTOS G. F. 2007. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais - V.1, 2ed: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 426p.
- BRYAN S. E., PEATE I. U., SELFS., JERRAM D. A., MAWBY M. R., MARSH J. S. (Goonie), MILLER, J. A. 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102:207-229.
- BRYAN S. E., RILEY T. R., JERRAN D. A., STEPHENS C. J., LEAT P. T. 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Geological Society of America, Special Paper*, 362.
- BULL K. F., McPHIE J. 2007. Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164:205-216.
- CAS R.A.F., WRIGHT J.V. 1988. Volcanic Successions – modern and ancient – a geological approach to processes, products and successions. 2. ed. Chapman & Hall, Londres, 544p.
- COMIN-CHIARAMONTI P., BELLIE G., PICCIRILLO E.M., MELFI A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds) *The mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600p.
- CORDANI U. G., VANDOROS P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA J. J., BEKER R. D., PINTO J. D. (eds). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, 207-231p.
- CHMYZ L. 2013. Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 130p.
- EWART A., MILNER S. C., ARMSTRONG A., DUNCAN A. R. 1998. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous Quartz Latite Volcanism of the Awahab Magma System. *Journal of Petrology*, 39(2):227-253.
- EWART, A., MARSH, J. S., MILNER S. C., DUNCAN A. R., KAMBER B. S., ARMSTRONG A. 2004. Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. *Journal of Petrology*, 45 (1):107-138.
- FISHER, R. V., SCHMINCKE H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg, 472 p.
- FUENTES M. V. 2009. Dinâmica e padrões da precipitação de neve no Sul do Brasil. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 193p.
- GOMES, M. E. B. 1996. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná: região de Frederico Westphalen (RS) – Brasil. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GORDON Jr. M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM, Rio de Janeiro*, 38:1-20p.
- HENRY, C. D., WOLFF, J. A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54:171-189.
- HENRY C. D., PRICE J. G., RUBIN J. N., LAUBACH, S. E. 1990.

- Case study of an extensive silicic lava: the Rhyolite, Trans-Pecos Texas Bracks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43:113-132.
- HENRY C.D., PRICE, J.G., PARKER, D.F., WOLFF, J.A. 1989. Mid-Tertiary silicic alkalic magmatism of Trans-Pecos Texas: rheomorphic tuffs and extensive silicic lavas. In: CHAPIN, C.E. & ZIDEK J. (eds), *Field Excursions to Volcanic Terranes in the western United States, Southern Rocky Mountain Region, Volume 1*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir, 46: 231-274.
- IBGE. Manual Técnico da Vegetação Brasileira, nº1. 2012. In: *Manuais técnicos em geociências*. 2ª Edição. Rio de Janeiro.
- LIMA E. F. de, PHILLIPP R. P., RIZZON G. C., WAICHEL B. L., ROSSETI, L. de. M. 2012. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia (USP)*: 12 (2):49-64.
- MACHADO F. B. 2003. Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná. Monografia de conclusão de curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, 94p.
- MARSH J.S., MILNER S. C. 2007. Stratigraphic correlation of the Awahab and Tafelberg Formations, Etendeka Group, Namibia, and location of an eruptive site for flood basalt volcanism. *Journal of African Earth Sciences*, 48 (5):329-340.
- MARSH J.S., MILNER S. C., DUNCAN, A. R., MILLER R. McG. 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62:464-486.
- MELFI A. J., PICCIRILLO E. M., NARDY A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. In: PICCIRILLO E. M. & MELFI, A. J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, 1-14p.
- MILANI E. J., MELO J. H. G., SOUZA, P. A., FERNANDES, L. A., FRANCA A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15:265-287.
- MILNER S. C., DUNCAN A. R., WHITINGHAM A. M., EWART A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69:137-157.
- MILNER S.C., DUNCAN A.R., EWART A. 1992. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bull. Volcanol*, 54:200-219.
- MUZIO R., MORALES E., VEROSLAVSKY G., CONTI B. 2009. The Arequita Formation (Lower Cretaceous): Petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 16(1):19-28.
- NARDY A. J. R., MACHADO F. B., OLIVEIRA M. A. F. de. 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1):178-195.
- NARDY A. J. R., OLIVEIRA M. A. F., BETANCOURT R. H. S., VERDUGO D. R. H., MACHADO F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. SP, *Geociências*, 21:15-32.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J., MANTONAVI M. S., ROGERS N. W., TURNER S. P. 1999. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal'-Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*. 40(3):451-473.
- PEATE, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY J.J. & COFFIN M. (eds) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 217-245.
- PETERSON D. W., TILLING R. I. 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Havaí: field observations and key factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7:271-293.
- PETRINI R., CIVETTA L., LACUMIN P., LONGINELLI A., BELLIENE G., COMIN-CHARAMONTI P., ERNESTO N., MARQUES L. S., MELFI A., PACCA I., PICCIRILLO E. M. 1989. High temperature flood silicic lavas from the Parana Basin (Brasil). *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin*, 131:213.
- PICCIRILLO E. M., MELFI A. J. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, 600p.
- PICCIRILLO, E. M., RAPOSO, M. I. B., MELFI, A., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLIENI, 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*, 1(1):53-69.
- ROISENBERG, A. 1989. Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 285p.
- SCHMITZ, C. M. 2007. A Precipitação de neve no Brasil meridional. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 67p.
- THIEDE, D. S., VASCONCELOS, P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology*, 38:747-750.
- UMANN, L. V., DELIMA, E. F., SOMMER, C. A., LIZ, D. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul, RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*,

31(3):357-364.

WAICHEL B. L., LIMA E. F., SOMMER C. A. 2006. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. Pesquisas em Geociências, 33(2): 123-133.

WHITE I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. DNPM, Rio de Janeiro (1988). Parte I:1-300, Parte II:301-617.

WHITTINGHAM A. M. 1989. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, South Brazil. IAVCEI abstracts: Santa Fé, New Mexico, USA. p.293.

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