

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

**ESTRUTURAÇÃO DE DERRAMES E INTERAÇÕES
LAVA-SEDIMENTO NA PORÇÃO CENTRAL DA PROVÍNCIA
BASÁLTICA CONTINENTAL DO PARANÁ**

BRENO LEITÃO WAICHEL

Orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

BANCA EXAMINADORA: Dr. Otávio Augusto Boni Licht (MINEROPAR)

Dra. Teresa Cristina Junqueira-Brod (CVRD)

Dr. Wilson Wildner (CPRM-PA)

**Tese de Doutorado apresentada como requisito
parcial para obtenção do Título de Doutor em
Geociências.**

Porto Alegre 2006

SUMÁRIO

Lista de abreviaturas	05
Lista de tabelas	06
Lista de figuras	07
Agradecimentos	09
Resumo	10
<i>Abstract</i>	11
I Introdução	12
I.1 Organização do trabalho	12
I.2. Objetivos	14
I.3 Províncias Basálticas Continentais	14
I.3.1 Origem das Províncias Basálticas Continentais	15
I.3.2 PBC do Columbia River	16
I.3.3 PBC do Deccan	19
I.4 Província Basáltica Continental do Paraná	21
I.5 Derrames basálticos	26
I.5.1 Tipos de derrames basálticos	26
I.5.2 Interações entre lavas basálticas e sedimentos	28
II Material e métodos	30
II.1 Etapa de aquisição/compilação de dados	30
II.2 Trabalhos de campo	30
II.3 Estudos das estruturas	31
II.4 Estudos petrográficos	32
II.5 Interpretação dos dados e comparação com outras províncias vulcânicas	32

III <i>Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts</i> (artigo)	33
IV <i>Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil</i> (artigo)	58
V Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral – Terminologia e aspectos de campo (artigo)	79
VI Conclusões	97
Referências bibliográficas	100

Lista de abreviaturas

PBCs - Províncias Basálticas Continentais

PBCP - Província Basáltica Continental do Paraná

FSG - Formação Serra Geral

CRB - Columbia River Basalts

PM - Polaridade magnética

Ma - Milhões de anos

EGP - Elementos do grupo da platina

GPS - *Geographic Position System*

CFB - Continental Flood Basalts

PCFB - Paraná Continental Flood Basalts

LIP - *Large Igneous Provinces*

DVP - *Deccan Volcanic Province*

VC - *vesicle cylinders*

VS - *vesicle sheets*

C-S - *cylinder sheets*

PV - *pipe vesicles*

HVZ - *horizontal vesicular zones*

MFCI - *Molten fuel coolant interactions*

Lista de tabelas

Tabela 1 - Estratigrafia do Columbia River Basalt	18
Tabela 2 - Estratigrafia química da PBC do Deccan	20
Tabela 3 - <i>Representative flow lobes from study areas</i>	38
Tabela 4 - <i>Calculation of emplacement time of individual lobes from the study areas</i>	52

Lista de figuras

Figura 1 - Distribuição das principais grandes províncias ígneas .	15
Figura 2 - Mapa de localização da PCB do Columbia River.	17
Figura 3 - Diagramas exibindo a formação de fluxos <i>pahoehoe</i> inflados.	19
Figura 4 - Mapa da PBC do Deccan na Índia.	20
Figura 5 - Esboço geológico da PBC Paraná-Etendeka antes da abertura do Oceano Atlântico.	22
Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área em estudo.	23
Figura 7 - Perfil esquemático e fotografia de derrames <i>pahoehoe</i> e <i>´a´a</i> .	27
Figura 8 - Lava em bloco do Campo Vulcânico de San Francisco, Arizona, E.U.A.	27
Figura 9 - Locais de interação entre magma e sedimentos e formação de peperitos	28
Figura 10 - Localização das áreas de estudo na porção oeste do Paraná.	31
Figura 11 - <i>Map of Paraná Basin with study area in central Paraná Continental Flood Basalts.</i>	35
Figura 12 - <i>Map showing study areas in west region of Paraná State.</i>	37
Figura 13 - <i>Schematic profiles from study areas.</i>	39
Figura 14 - Ponte Queimada <i>area.</i>	41
Figura 15 - Toledo <i>area.</i>	44
Figura 16 - Matelandia <i>area.</i>	46
Figura 17 - Rio Quitéria <i>area.</i>	47
Figura 18 - Rio Quitéria <i>area.</i>	47
Figura 19 - Cascavel <i>area.</i>	49
Figura 20 - <i>Simplified geological map of Paraná Basin showing the Paraná flood basalts and the study area.</i>	61
Figura 21 - <i>Map with the location of principal occurrences of peperite in west portion of Paraná State, Southern Brazil.</i>	62
Figura 22 - <i>Diagrams showing the formation of peperite in domain 1 and domain 2.</i>	63
Figura 23 - <i>Closed-packed and dispersed peperite in type 2 peperite domains.</i>	64

Figura 24 - <i>Marks generated by advance of lava flows in surface of sediment layer in Toledo quarry</i>	64
Figura 25 - <i>Sedimentary structures deformed and random orientation of mica plate due to fluidization during peperite generation.</i>	65
Figura 26 - <i>Soft deformation of sedimentary structures in peperite domains.</i>	66
Figura 27 - <i>Vesicles in sediment domain engulfed by lava and sediments filling fractures in basalt.</i>	66
Figura 28 - <i>Vesicles filled with sediment in an igneous clast and photomicrography showing sediment filling cracks in an igneous clast.</i>	67
Figura 29 - <i>Large juvenile clasts and photomicrography of minor juvenile clast.</i>	67
Figura 30 - <i>Fragmentation process of a large basaltic clast in peperite domain and photograph of a sample showing the stage 2 of the process.</i>	69
Figura 31 - <i>Margin of large juvenile clast with mixture between sediment and small igneous fragments generated by collapse of vapor film.</i>	70
Figura 32 - <i>Occurrence of non-explosive coarse mingling.</i>	74
Figura 33 - <i>Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área em estudo.</i>	82
Figura 34 - <i>Lobos do tipo P e do tipo S e lobos de pequena dimensão formando feições semelhante a dedos (toes) em seção longitudinal ao avanço da lava.</i>	86
Figura 35 - <i>Estruturas e feições de superfície dos derrames.</i>	90
Figura 36 - <i>Estruturação dos derrames da FSG na porção oeste do Paraná mostrando a divisão em porção proximal, mediana e distal em perfil lateral e em planta.</i>	93

Agradecimentos

Expresso aqui meus agradecimentos à Universidade do Oeste do Paraná- UNIOESTE- pela liberação dos meus encargos para dedicar-me integralmente a tese de doutorado. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela acolhida. Aos colegas Stephen Self (*Open University*- Reino Unido), Ninad Bondre (*Miami University*- Ohio-EUA), Ken Hon (*University of Hawaii*-EUA), Wilson Wildner (CPRM-SUREG -PA), Edir Arioli (MINENOPAR) e Otávio Licht (MINEROPAR) pelos debates e conversas que certamente contribuíram para a realização desta tese. Ao professor, amigo e bom ariano Evandro Fernandes de Lima minha gratidão pela orientação. Eu disse que retornaríamos ao Ratoão. Aos meus familiares pela paciência e afeto, ingredientes importantes para concluir qualquer trabalho.

RESUMO

A Província Basáltica Continental do Paraná (PBCP) ocupa uma área de cerca $1,2 \times 10^6$ km² na América do Sul e tem sua origem vinculada a fragmentação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior. Estudos enfocando a morfologia e origem das estruturas nos basaltos na PBCP, realizados na porção oeste do estado do Paraná, determinaram a identificação de derrames do tipo *pahoehoe* e 'a'a, com o predomínio de *pahoehoe* simples e compostos. Em alguns locais constatou-se o processo de interação entre lavas e sedimentos e a ocorrência de peperitos fluidais. Na área estudada verificou-se que os derrames *pahoehoe* compostos são formados por lobos do tipo P (*pipe*) e do tipo S (*spongy*), com o predomínio dos primeiros. A predominância de lobos do tipo P pode ser relacionada com o rompimento e geração de pequenos lobos na porção distal de espessos derrames inflados. As características destes lobos indicam um longo tempo de residência das lavas, em um sistema de distribuição antes da extrusão. As feições de superfície originadas em derrames *pahoehoe* e 'a'a estão bem preservadas e são de fácil reconhecimento. Os derrames possuem extensão lateral de até 50 km e podem ser divididos em três porções em relação ao conduto: proximal, mediana e distal. Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos (40-70 m) e possuem a crosta superior e o núcleo maciço bem delimitado. Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples com espessura entre 20 e 30 m, localmente ocorrem derrames compostos. Na porção distal predominam derrames compostos de até 5 m de espessura, formados por lobos. A geração de derrames tipo *pahoehoe* inflados sugerem baixas taxas de erupção na geração dos basaltos do oeste do Paraná. Estimativas baseadas na espessura da crosta superior indicam um período de 33 meses para a geração de fluxos inflados com 25 m de espessura total. Os peperitos foram gerados pela interação entre derrames e sedimentos úmidos, predominantemente silte e argila, depositados em um ambiente lacustre. A presença destes sedimentos indica uma mudança climática, que ocorreu entre a erupção da porção basal da PBCP, associada com ambiente desértico (Formação Botucatu) e a porção superior associada com ambiente lacustre. Nesta fase interrupções no vulcanismo possibilitaram a deposição de sedimentos em pequenos lagos estabelecidos sobre os derrames. A presença de sedimento vesiculado preenchendo vesículas e fraturas e a deformação de estruturas sedimentares indicam que a fração sedimentar estava inconsolidada ou pouco consolidada e úmida, quando da geração dos peperitos. As texturas presentes nos peperitos fluidais indicam que os principais fatores que influenciaram no *mingling* entre lava e sedimentos foram: 1- as propriedades da lava (baixa viscosidade), 2- a presença de sedimentos inconsolidados a pouco consolidados e úmidos e 3- um evento único na interação entre lava e sedimento. Neste ambiente os peperitos eram formados na base do derrame e processos posteriores, como a inflação do derrame e a extrusão de outros derrames, não causaram perturbações nos domínios de peperito gerados previamente. Os trabalhos realizados na porção oeste do Paraná indicam que os derrames da PBCP são predominantemente do tipo *pahoehoe*, tanto simples como compostos, associados com fluxos inflados. Estas evidências contrariam a estruturação convencionalmente estabelecida para a Formação Serra Geral onde os derrames são espessos, maciços e com geometria tabular. Esta aparente organização pode ser também gerada pela amalgamação de sucessivos e simultâneos lobos de lavas.

ABSTRACT

The Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) occupies an area of about $1,2 \times 10^6$ km² in the South America and is related to breakout of the Gondwana and the opening of the South Atlantic Ocean in Lower Cretaceous. Studies focusing the morphology and origin of the structures in the basalts in the PBCP, carried through in the portion west of the state of the Paraná, had determined the identification of pahoehoe and 'a'a flows, with the predominance of simple and compound pahoehoe. In some places are observed evidences of interaction between lava and sediments and the occurrence of peperites. In the studied area pahoehoe flows are formed by type P (pipe) and type S (spongy) lobes, with the predominance of the first ones. The predominance of type P lobes can be related with the disruption and generation of small lobes in the distal portion of thick inflated flows, the characteristics of these lobes indicates a long time of residence of lava, in a distribution system before the eruption. The surface originated in pahoehoe and 'a'a flows are well preserved. The flows are up to 50 km in extension and can be divided in three portions in relation to the vents: proximal, medium and distal. In the proximal portion the flows are thick (40-70 m) and exhibit a superior crust and a massive core. In the medium portion predominate simple pahoehoe flows with thickness between 20 and 30 m. In the distal portion predominate composite flows of up to 5 meter thick, formed for thin lobes. The generation of inflated pahoehoe flows suggests a low eruption rate in the generation of the basalts of the west of the Paraná. Estimates based on the thickness of the upper crust indicate a period of 33 months for the generation of flows inflated with 25 m of total thickness. The peperites had been generated by the interaction between flows and wet sediments, predominantly silt and clay, deposited in a lacustrine environment. The presence of these sediments indicates a climatic change, that occurred enters the eruption of the basal portion of the PCFB, associated with desert environment (Botucatu Formation) and the superior portion associated with lacustrine environment. In this phase sediments are deposited in ponds established on the flows. The presence of vesiculated sediments filling vesicles and fractures and the soft deformation of sedimentary structures indicate that the sediments was unconsolidated or poorly consolidated and wet, when the lava flowed over them. The textures in the fluidal peperitos indicate that the main factors that had influenced in mingling had been: 1- the lava properties (low viscosity), the 2- presence of unconsolidated or poorly consolidated and wet sediments and a 3- a single event in the interaction between flows and sediment. In this environment the peperites were formed in the base of the flows and posterior processes, as the inflation and the breakout of new lobes, had not caused disturbances in peperite domains generated previously. The works carried through in the portion west of the Paraná indicate that pahoehoe flows predominate in the PCFB. These evidences oppose the structure established in Serra Geral Formation where the flows are thick, massive and tabular. This apparent organization also can be generated by the amalgamation of successive and simultaneous lava lobes.

I INTRODUÇÃO

As Províncias Basálticas Continentais (PBCs) são formadas por eventos magmáticos responsáveis pela geração de grande volume de rochas basálticas, predominantemente de afinidade toleítica, em ambiente continental. Em termos gerais, as PBCs são formadas por espessas seqüências de derrames basálticos com volumes superiores a 10^6 km^3 , com quantidades subordinadas de basaltos picríticos, intrusivas básicas, derrames intermediários e ácidos e rochas vulcanoclásticas. Apresentam formas tabulares, sub-horizontais, ocupam extensas áreas continentais e são geradas em períodos de tempo relativamente curto, em geral, menores do que 10^6 anos (Anderson 1994)

Estudos realizados na Província Basáltica Continental do Paraná (PBCP) enfocaram principalmente aspectos geoquímicos (Melfi et al. 1988, Bellieni et al. 1984, Mantovani et al. 1985, Peate et al. 1992, Peate 1997) e geocronológicos (Renne et al. 1992, Turner et al. 1994, Milner et al. 1995). Neste trabalho é dada ênfase aos aspectos vulcanológicos das rochas da porção central da PBCP (região oeste do estado do Paraná) a partir da descrição da morfologia dos derrames e estruturas presentes. Na área em estudo foram identificados peperitos gerados pela interação entre as lavas e sedimentos, que também são descritos e discutidos neste trabalho.

I.1 Organização do trabalho

No capítulo I (Introdução) são apresentados os objetivos do trabalho e são abordados os aspectos gerais das Províncias Basálticas Continentais (PBCs). Neste tópico também são enfocadas as PBC do Columbia River e Deccan, tendo em vista o amplo conhecimento geológico destas seqüências vulcânicas. No tópico seguinte é apresentado o arcabouço regional e uma síntese dos principais trabalhos realizados na Formação Serra Geral (FSG). No final do capítulo são abordados os diferentes tipos de derrames basálticos e a interação entre lava e sedimentos.

No capítulo II são apresentados os materiais e os métodos utilizados durante a etapa de campo, no estudo das estruturas e na descrição petrográfica dos basaltos da porção oeste do Paraná.

A tese foi organizada na forma de artigos científicos, atendendo as exigências do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. O capítulo III é constituído pelo artigo

“*Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts*” que descreve a morfologia, estruturação interna e feições de superfície dos derrames *pahoehoe* na área estudada. O trabalho foi aceito e publicado na revista *Bulletin of Volcanology* nº. 68 , cuja separata foi adicionada como anexo 1.

O capítulo IV é constituído pelo artigo “*Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil*”. Neste é descrito e discutido os processos envolvidos na geração de peperitos na FSG. A importância desta contribuição deve-se a descrição e discussão detalhada sobre peperitos associados com derrames, tendo em vista que estes litotipos, em geral, são formados pela interação de sedimentos com rochas ígneas hipabissais. A geração de peperitos associados com derrames é um processo citado na bibliografia, mas poucas vezes descrito em detalhe. Este artigo foi submetido, revisado e enviado para a avaliação final dos editores do *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Anexo 2).

O terceiro artigo “Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral – Terminologia e aspectos de campo” compõe o capítulo V. Neste trabalho é apresentada a terminologia adotada e os dados de campo utilizados no reconhecimento dos tipos derrames; e propõe, de forma inédita para a FSG, uma compartimentação destes derrames em relação as áreas de erupção. Este artigo foi submetido na revista *Pesquisas em Geociências* da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS.

No capítulo VI são reunidas as conclusões da tese .

Em anexo consta a produção científica do período de duração do doutorado relativo ao tema e as cartas dos editores referentes aos artigos que compõem a tese. O anexo 1 refere-se ao artigo “*Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts*”, o anexo 2 é uma carta do sistema editorial da *Elsevier* informando o estágio do andamento do artigo “*Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil*” e o anexo 3 é a carta de submissão do artigo “Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral – Terminologia e aspectos de campo”.

O anexo 4 é o resumo expandido apresentado no III Simpósio de Vulcanismo, o anexo 5 e 6 são dois resumos apresentados no *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior* – IAVCEI (Chile) e os anexos 7 e 8 contém dois resumos apresentados no

Congresso Brasileiro de Geologia (Araxá). Os anexos têm como objetivo mostrar o avanço no conhecimento sobre o tema e também reunir neste volume toda a produção científica do período.

I.2 Objetivos

Os objetivos principais do trabalho são os seguintes:

- Discutir os aspectos vulcanológicos dos derrames da porção central da PBCP a partir do estudo da morfologia dos derrames e descrição das estruturas presentes. Com base nestes dados, determinar a estruturação dos derrames formadores da seqüência vulcânica na área estudada;
- Discutir e propor uma terminologia para ser utilizada na descrição dos tipos de derrames basálticos e das estruturas presentes;
- Descrever os domínios de peperito e identificar os processos envolvidos na geração desta litologia.

I.3 Províncias Basálticas Continentais

Grandes províncias ígneas são formadas por eventos magmáticos responsáveis pela geração de grande volume de lavas basálticas, predominantemente de afinidade toleítica. As grandes províncias ígneas incluem as PBCs, os platôs oceânicos e alguns *riftes* vulcânicos (FIG. 1). Devido à localização em terras emersas as PBCs são as províncias ígneas mais estudadas.

As características morfológicas e estruturas presentes em derrames formadores das PBCs são fundamentais para a interpretação dos tipos de depósitos gerados, na determinação da dinâmica dos fluxos de lava e as possíveis conseqüências climáticas relacionadas.

As PBCs são formadas por derrames com dezenas de metros de espessura e centenas de quilômetros de extensão e os processos eruptivos relacionados com a geração destas seqüências vulcânicas não podem ser observados diretamente, o que dificulta a determinação dos mecanismos associados com a extrusão dos derrames.

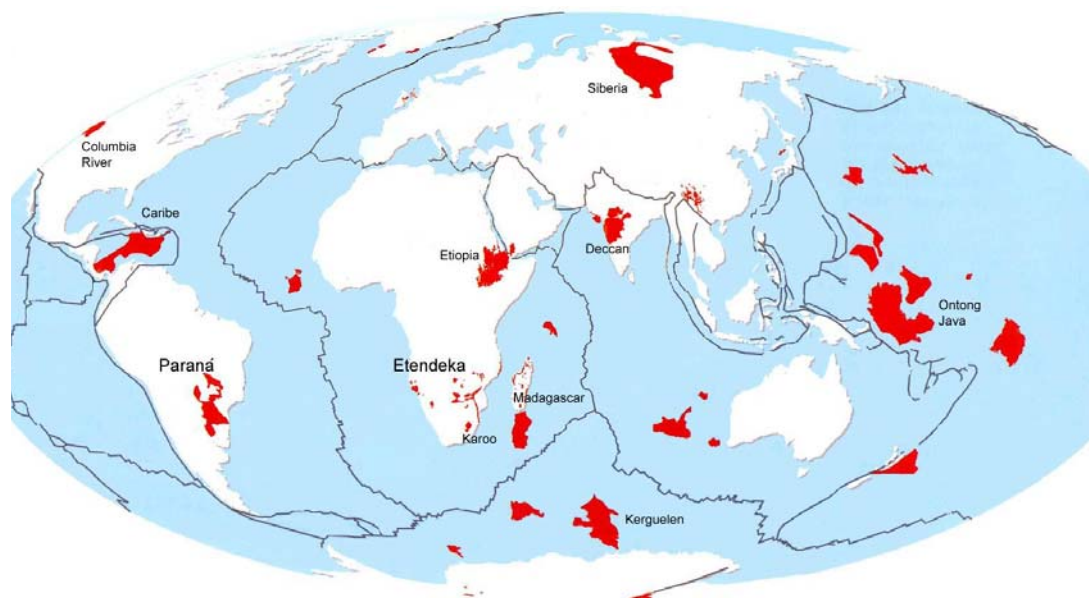


Figura 1 - Distribuição das principais grandes províncias ígneas (modificado de Coffin & Eldholm 1992)

I.3.1 Origem das Províncias Basálticas Continentais

As PBCs são formadas por um grande número de derrames, gerados durante um curto período de tempo em ambiente continental (Self et al. 1998). Dentre os modelos propostos para a gênese das PBCs destacam-se os que postulam a participação de plumas mantélicas, seja de forma ativa (Morgan 1981, Richards et al. 1989), passiva (White & McKenzie 1989) ou em modelos híbridos, que combinam aspectos de pluma ativa e passiva (White 1992). Outro modelo proposto envolve a geração de zonas aquecidas no manto devido ao isolamento térmico provocado pelos supercontinentes subjacentes. Este aquecimento causaria uma expansão térmica podendo levar ao domeamento e a fragmentação dos continentes (Anderson 1994, King & Anderson 1995).

A geração dos basaltos continentais foi primeiramente explicada por um modelo utilizando fluxos turbulentos, com taxas de erupção extremamente altas (Shaw & Swanson 1970). Estudos recentes propõem um modelo alternativo envolvendo fluxos inflados com taxas de

erupção menores (Hon et al. 1994, Self et al. 1997, 1998). Este modelo é fundamentado na identificação de fluxos compostos do tipo *pahoehoe* em PBCs, como no Columbia River Basalts (CRB) e no Deccan. Walker (1971) sugeriu que fluxos simples são gerados por altas taxas de erupção, enquanto que baixas taxas tendem a formar fluxos compostos. Fluxos simples e compostos com morfologias características foram documentados na PBC do Deccan (Bondre et al. 2004), sugerindo que mais de um tipo de mecanismo de erupção pode ter contribuído na geração das PBCs.

I.3.2 PBC do Columbia River

O vulcanismo que gerou o Columbia River Basalts (CRB) ocorreu entre 17,5 e 6 Ma, quando erupções fissurais formaram mais de 300 derrames no noroeste dos Estados Unidos (FIG. 2; Swanson et al. 1979). Esta PBC cobre uma área de 164.000 km² e possui um volume estimado de 174.000 km³ (Tolan et al. 1989). Diferenças litológicas, composicionais e de polaridade magnética dos derrames permitem a divisão estratigráfica da seqüência (Tabela 1, Swanson et al. 1979).

Os derrames do CRB possuem em média espessura de 30 m, com espessura máxima de 100 m. Estes derrames, também chamados de unidades de resfriamento, são formados por eventos eruptivos únicos e podem recobrir áreas de até 15.000 km² (Reidel 1998).

Shaw & Swanson (1970) propuseram que algumas unidades do CRB foram formadas em dias ou semanas, levando-se em conta a espessura destes derrames eles teriam fluido rapidamente na forma de fluxos turbulentos. Reidel & Tolan (1992) reconheceram que grande parte do CRB é formada por fluxos do tipo *pahoehoe* compostos, e estimaram que foram necessários muitos meses para a formação de um derrame da Formação Grande Rode Basalt.

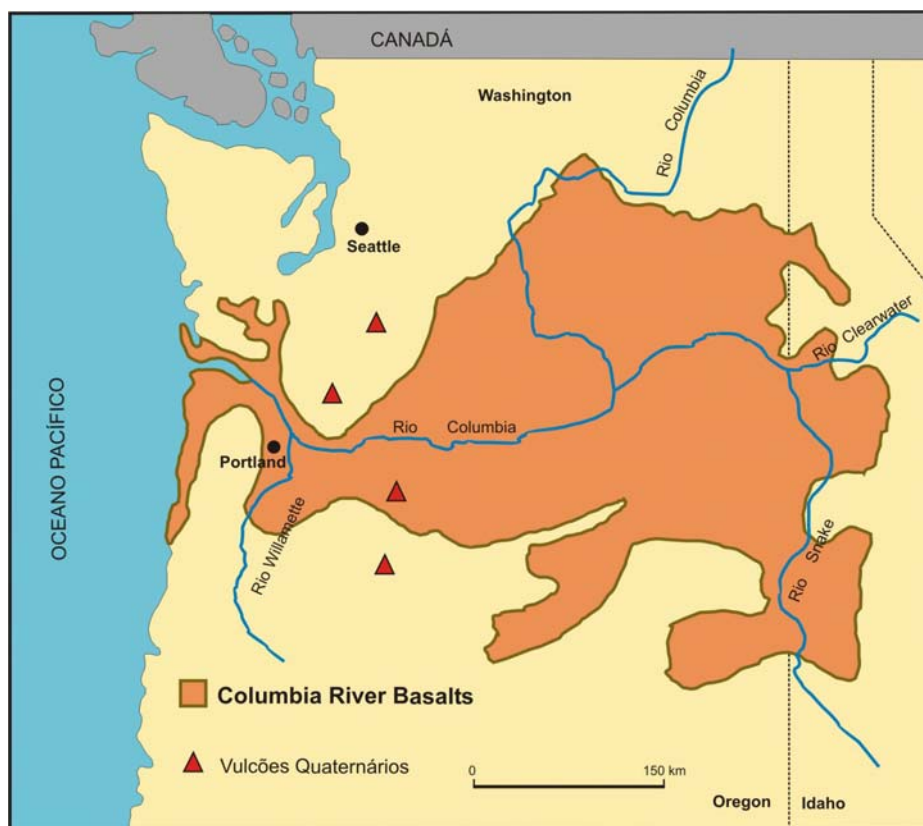


Figura 2- Mapa de localização da PCB do Columbia River no noroeste dos Estados Unidos.

Modelos de geração do CRB mais recentes (Self et al. 1996, 1998) propõem que os derrames do CRB são formados por fluxos do tipo *pahoehoe* inflados que estiveram ativos por meses até anos (FIG. 3). Segundo estes autores a colocação dos derrames inicia com pequenos lobos de lava envoltos em uma camada visco-elástica com uma crosta rígida na parte superior. Nesta fase as bolhas são aprisionadas na crosta superior e inferior. A contínua injeção de lava causa o soerguimento da crosta superior (inflação) e a geração de pequenos lobos na porção frontal do derrame (*outbreaks*). Durante este processo as bolhas de voláteis provenientes da porção central do lobo são barradas pela camada visco-elástica localizada na base da crosta superior, formando zonas vesiculares horizontais.

Grupo	Sub-grupo	Formação	Membro	PM
Columbia River Basalt	Yakima Basalt	Saddle Mountain Basalt	Lower Monumental	N
			Ice Harbor	N, R
			Buford	R
			Elephant Mountain	R, T
			Pomona	R
			Esquatzel	N
			Weissenfels Ridge	N
			Asotin	N
			Wilbur Creek	N
			Umatilla	N
		Wanapum Basalt	Priest Rapids	R
			Roza	T, R
			Frenchman Springs	N
			Eckler Mountain	N
		Grande Ronde Basalt		N
				R
		Picture Gorge Basalt		N
				R
		Imnaha Basalt		R
			T	
	N			
	R			

Tabela 1 - Estratigrafia do Columbia River Basalt. PM=Polaridade magnética; N, normal; R, reversa; T, transicional (USGS, 1997)

Depósitos vulcanoclásticos máficos são pouco freqüentes na seqüência vulcânica do CRB, sendo constituídos de depósitos do tipo *spatter* e tufos e associados a explosões freatomagmáticas na base da seqüência (Ross et al. 2005). Peperitos são pouco freqüentes e ocorrem associados com fluxos de lava que invadem e escavam depósitos sedimentares inconsolidados (*invasive flows*; Byerly & Swanson 1978, Reidel 1998).

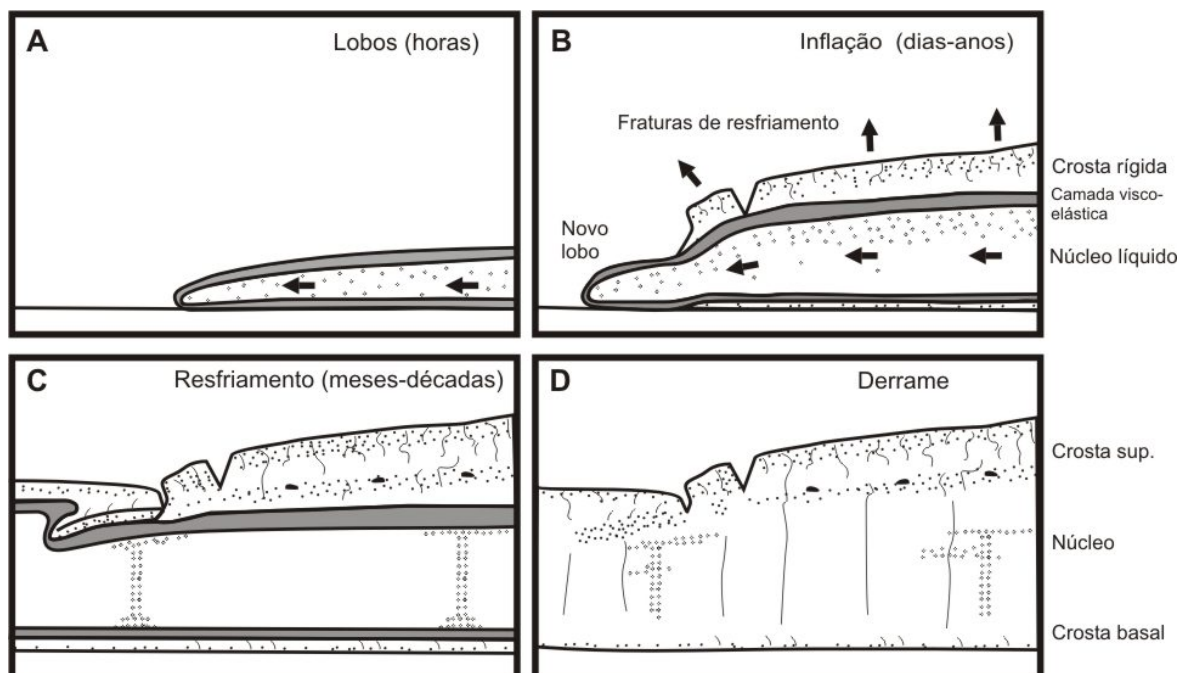


Figura 3- Diagramas exibindo a formação de fluxos *pahoehoe* inflados. Escalas verticais variam de 1-5 m para fluxos do Hawaii até 5-50 m para fluxos do CRB (Self et al. 1996).

I.3.3 PBC do Deccan

A PBC do Deccan possui idades de 60 a 68 Ma (Shet et al. 2001) e recobre uma área de cerca de 500.000 km² na região oeste e central da Índia (FIG. 4). A sucessão vulcânica possui 2.000 m de espessura na sua porção oeste e nas extremidades possui espessura mínimas de 10 metros (Kaila 1988).

Trabalhos abordando a estratigrafia, geoquímica e geologia estrutural no Deccan (p.ex. Subbarao 1988, 1999 e referências neste) possibilitaram o estabelecimento de uma estratigrafia química e a divisão do Grupo Deccan (TAB. 2; Subbarao 1988). Cada “formação” é constituída por um conjunto de derrames que possuem características físicas, texturais e geoquímicas similares, e geralmente são separadas por espessos derrames ricos em fenocristais de plagioclásio.

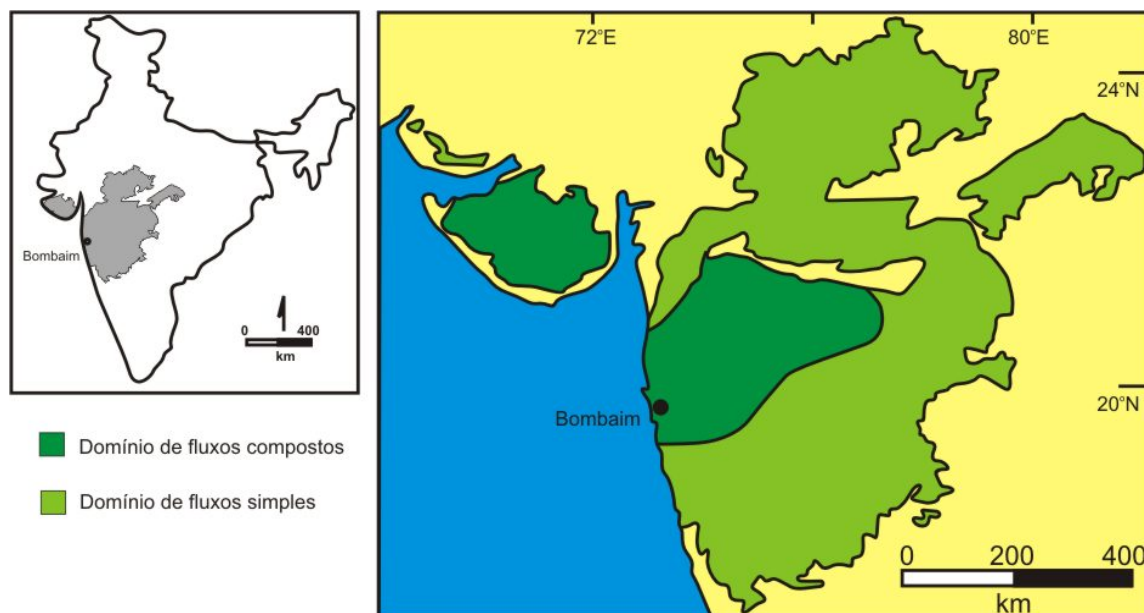


Figura 4 - Mapa mostrando a extensão da PBC do Deccan na Índia e as regiões com o domínio de fluxos *pahoehoe* compostos e simples (modificado de Bondre et al. 2004).

Grupo	Subgrupo	Formação
D	Wai	Desur
E		Panhala
C		Mahabaleshwar
C		Ambelani
A		Poladpur
N	Lonavala	Bushe
B		Khandala
A	Kalsubai	Bhimashankar
S		Thakurwadi
A		Neral
L		Igatpuri
T		Jawhar

Tabela 2 - Estratigrafia química da PBC do Deccan (Subbarao 1988)

Walker (1971) introduziu os termos composto e simples para os derrames da PBC do Deccan. Segundo a definição deste autor os derrames compostos são formados de vários lobos com espessura e dimensão semelhantes, enquanto que os derrames simples consistem em uma unidade única de resfriamento.

Trabalhos abordando a morfologia dos derrames e o modo de erupção na PBC do Deccan (Deshmukh 1988, Duraiswami et al. 2002, Bondre et al. 2004) permitiram a separação de duas regiões: uma onde ocorre o predomínio de derrames simples e outra com predomínio de derrames compostos (FIG. 4).

Depósitos vulcanoclásticos máficos são pouco freqüentes na PBC do Deccan, sendo constituídos de pequenos depósitos associados a explosões freatomagmáticas na base da seqüência ou como camadas intercaladas com os derrames (Ross et al. 2005). Peperitos são pouco freqüentes e se localizam predominantemente nas extremidades da província, associados aos derrames de pouca espessura (Ninad Bondre, com. verb.).

I.4 Província Basáltica Continental do Paraná

A Província Basáltica Continental (PBC) Paraná-Etendeka ocupa uma área de aproximadamente $1,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ na América do Sul e África e tem sua origem vinculada a fragmentação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (FIG. 5).

Cerca de 90% da PBC Paraná-Etendeka está localizada na América do Sul, recobrando uma área de $1.200.000 \text{ km}^2$ no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, com um volume estimado de 800.000 km^3 (Melfi et al. 1988). A área estudada localiza-se na porção oeste do estado do Paraná, região sul do Brasil (FIG. 6).

No Brasil esta seqüência é referida estratigraficamente como Formação Serra Geral (FSG) que é composta por uma sucessão de derrames básicos com uma espessura máxima de cerca de 1.700 metros, na qual ocorre a predominância de basaltos de afinidade toleítica (Melfi et al. 1988).

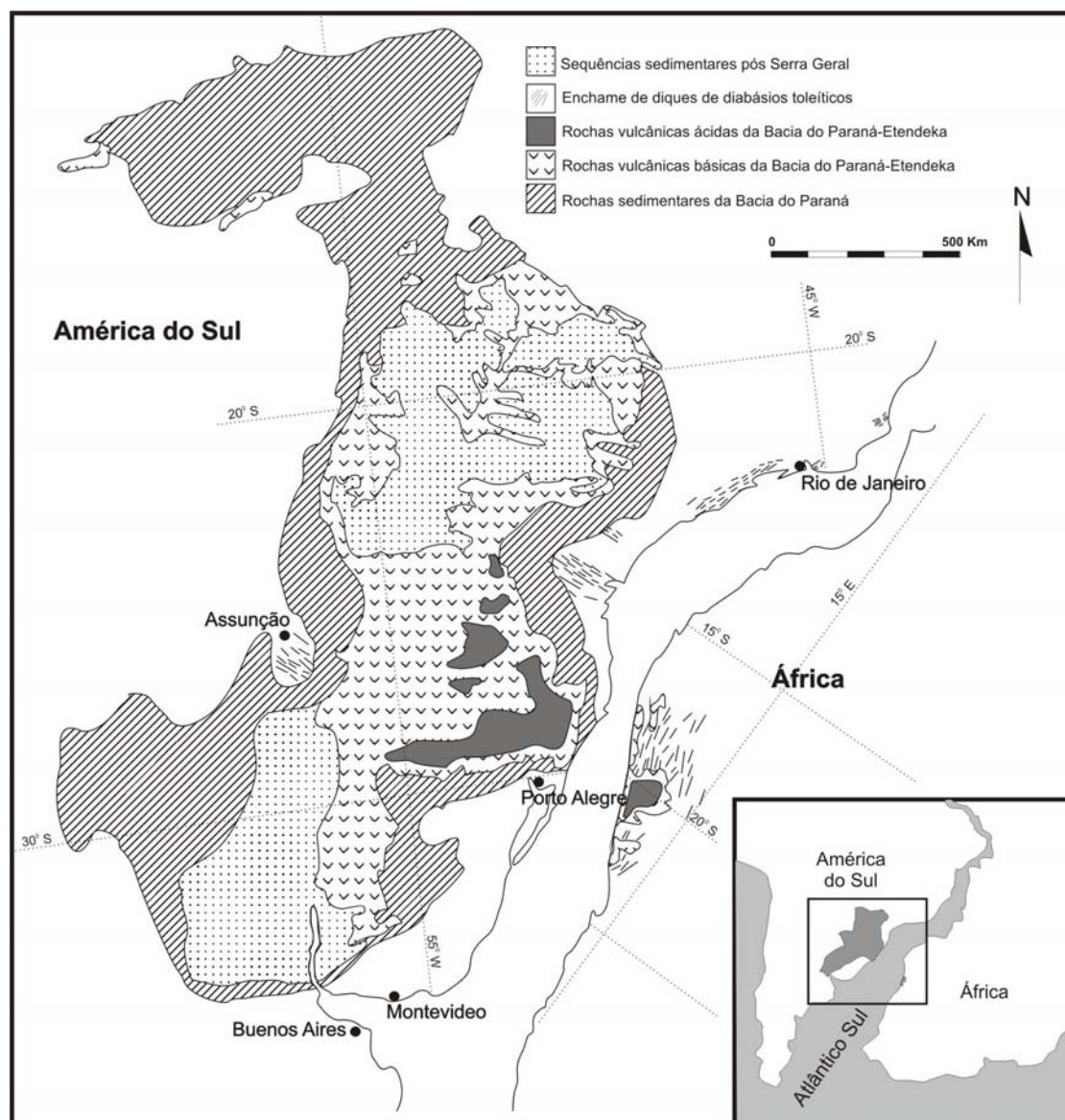


Figura 5 - Esboço geológico da PBC Paraná-Etendeka antes da abertura do Oceano Atlântico (modificado de Turner *et al.* 1994).

A FSG sobrepõe-se aos depósitos eólicos da Formação Botucatu e em alguns locais os derrames recobrem as dunas preservando a morfologia original (Scherer 2002).

Datações pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar em amostras da FSG indicam idades entre 138 a 125 Ma, com o clímax do vulcanismo entre 133 e 129 Ma (Renne *et al.* 1992, Turner *et al.* 1994, Milner *et al.* 1995, Mincato 2000).

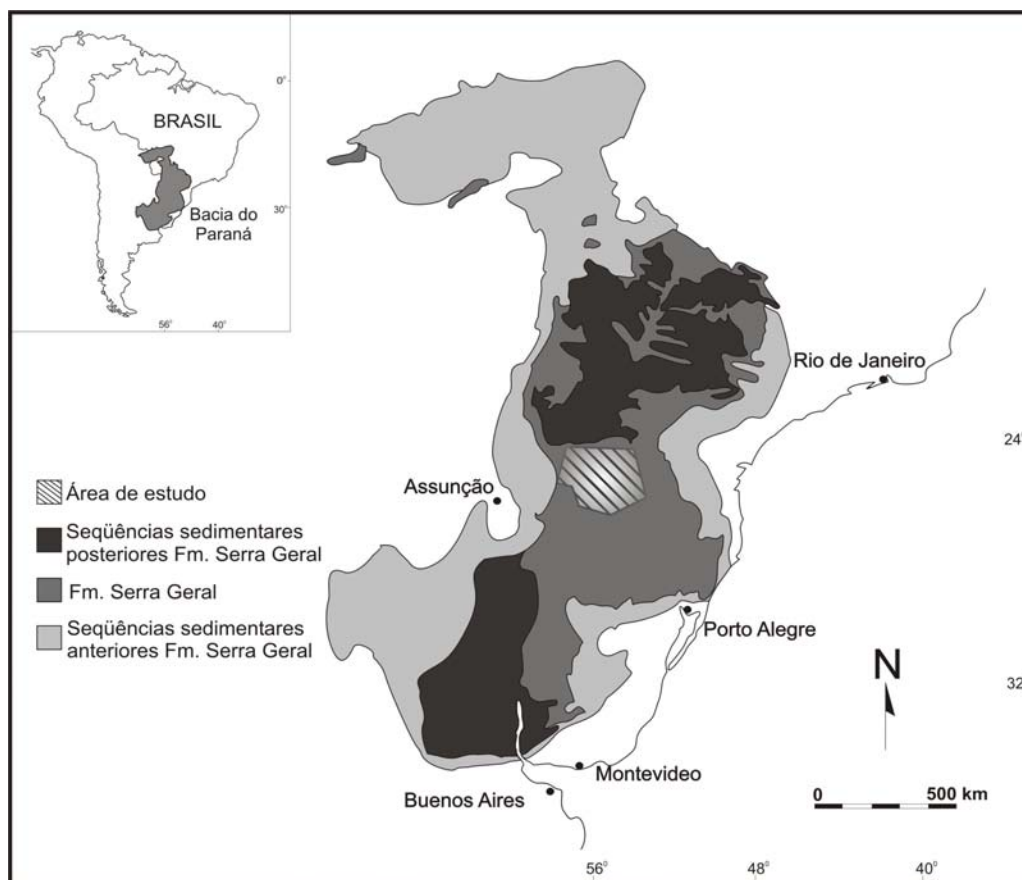


Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo.

Os basaltos são divididos em dois grupos com base no conteúdo de Ti: basaltos alto Ti com teores de $TiO_2 > 2\%$ e basaltos baixo Ti com teores inferiores a 2% (Bellieni et al. 1984, Mantovani et al. 1985).

Baseado na abundância de elementos maiores, elementos-traço e razões entre elementos-traço as rochas vulcânicas foram subdivididas por Peate et al. (1992) e Peate (1997) em seis magmas-tipo. Estes foram denominados de Pitanga, Paranapanema e Ribeira, possuem razões $Ti/Y > 300$ e um posicionamento na porção norte da província. Os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici têm razões $Ti/Y < 300$ e ocorrem na porção sul.

Estudos de campo realizados na FSG realizados por Waichel et al. (2006) na porção oeste do Paraná permitiram a identificação de derrames do tipo *pahoehoe*, associados com derrames maciços, na porção superior da FSG. Os derrames *pahoehoe* ocorrem como fluxos compostos,

formados por múltiplos lobos (0,5-2,0 m de espessura) e como fluxos simples com até 35 m de espessura.

Os trabalhos realizados na porção oeste do Paraná permitiram organizar a estruturação do derrames em três zonas, crosta inferior, núcleo e crosta superior típicas de lavas *pahoehoe*. Na crosta superior são freqüentes feições de superfície tipo cordas. Os derrames *pahoehoe* são predominantemente compostos por lobos do tipo P (*pipes*) que são gerados por baixas taxas de erupção em superfícies com um baixo ângulo de inclinação (Wilmouth & Walker 1993). A presença de estruturas de segregação e de vesículas na porção central dos derrames, juntamente com a presença de microvesículas entre os cristais de plagioclásio e piroxênio definido como textura diktitaxítica, é indicativa de um alto conteúdo de voláteis no magma gerador destes derrames (Goff 1996).

Segundo Mincato (2000) as pesquisas sobre a PBCP podem ser subdivididas, de forma simplificada, em cinco fases: (i) estudos descritivos pioneiros (de 1870 a 1960); (ii) estudos paleomagnéticos e datações K-Ar (anos 60); (iii) estudos geoquímicos (anos 70 e 80); (iv) estudos estratigráficos e datações ^{40}Ar - ^{39}Ar (anos 90) e (v) estudos de avaliação metalogenética (anos 90).

Dentre os trabalhos pioneiros destacam-se os de Derby (1878) com a descrição original dos basaltos do Brasil Meridional como 'Paraná Trapp', sendo que em 1908 White denominou formalmente a pilha vulcânica de Formação Serra Geral. A presença de rochas intermediárias e ácidas foi descrita por Guimarães (1933) e Leinz (1949) elaborou uma detalhada descrição geológica e petrológica.

Os estudos geocronológicos K-Ar revelaram um intervalo entre 165 e 100 Ma (Amaral et al. 1966, Mcdougall & Rueg 1966, Vantoros et al. 1966, Melfi 1967, Sartori et al. 1975) com cerca 70% das amostras no intervalo de 135-150 Ma. Este amplo espectro está relacionado com as limitações do método e estudos posteriores ^{40}Ar - ^{39}Ar refinaram estas datações.

Os estudos geoquímicos na FSG foram realizados por diversos autores (Cordani & Vantoros 1967, Ruegg & Amaral 1976, Bellieni et al. 1984, 1986, 1988, Mantovani et al. 1985, Hawkesworth et al. 1986, Marques 1988, Piccirillo et al. 1988, Peate et al. 1988, Ernesto et al. 1991 entre outros) e geraram um extenso banco de dados. Estes dados permitiram a compartimentação da província em porção Sul, Central e Norte (Piccirillo et al. 1988) e a proposta de uma estratigrafia química baseada no conceito de magma-tipo (Peate et al. 1988,

1990). No entanto, foram desconsideradas a morfologia e a estruturação dos derrames, fato que dificulta as tentativas de correlações estratigráficas e a determinação do estilo eruptivo da FSG.

A construção de grandes barragens sobre os basaltos da FSG entre 1960 e 1980, principalmente no estado de São Paulo e Paraná, contribuíram na compreensão da estruturação dos derrames. Os trabalhos que abordavam os problemas geotécnicos relacionados com a construção de grandes obras sobre os basaltos da FSG são pouco divulgados, devido a sua publicação, geralmente feita em resumos de congressos da área. No entanto, trabalhos como os de Guidicini & Campos (1968), Guidicini (1970), Moler & Cabrera (1976), Araújo et al. (1987) entre outros, possuem descrições detalhadas da morfologia dos derrames e das estruturas presentes.

Guidicini (1970) utiliza-se do termo “derrames secundários” para definir corpos de lava diferenciados do derrame que tem como fonte de abastecimento o próprio derrame principal e não o reservatório magmático. Moler & Cabrera (1976) descreveram derrames do tipo *‘a’* e *pahoehoe* do tipo composto, sendo este último definido pelos autores como um derrame composto por “sub-derrames” de pequena espessura. Com base nas descrições estes autores reconheceram lobos de lava que podem gerar um derrame composto ou unidades individualizadas (lobos). Sendo estes últimos gerados na porção distal dos derrames e relacionados com rompimentos devido ao acúmulo de lava e aumento da pressão. Na porção distal estes lobos são denominados de *outbreaks* e a sua individualização é facilitada devido ao resfriamento como uma única unidade. No entanto, em derrames *pahoehoe* compostos gerados em áreas mais proximais ao conduto, o intervalo de tempo entre a extrusão dos lobos pode ser reduzido causando o resfriamento de vários lobos como uma unidade única, fato que dificulta e/ou impossibilita a individualização dos lobos.

As datações ^{40}Ar - ^{39}Ar permitiram um refinamento nos dados geocronológicos e indicaram idades no intervalo de 138 a 125 Ma, com o clímax do vulcanismo entre 133 e 129 Ma (Renne et al. 1992, Turner et al. 1994, Milner et al. 1995, Mincato 2000).

Estudos visando a avaliação da potencialidade da FSG para mineralizações do tipo Ni-Cu-EGP tomaram como modelo os depósitos da região de Noril’sk, nos Traps Siberianos, e do complexo Insizwa no Karoo (Mincato 1994, 2000, Mincato & Schrank 1994, 1998) e definiram controles geológicos regionais e locais dos depósitos tomados como modelos, para servirem de critério de avaliação nos derrames da FSG.

I.5 Derrames basálticos

Derrames de composição basáltica são os mais comuns na crosta terrestre e ocorrem associados com as dorsais meso-oceânicas, em ilhas oceânicas, no interior de placas continentais e ao longo do limite de placas tectônicas.

Estudos abordando a erupção de derrames basálticos se concentram em regiões vulcânicas ativas como o arquipélago do Havaí, Islândia, Ilhas Canárias e Ilhas Eólias. O arquipélago havaiano é a região mais estudada, sendo que a maioria dos termos utilizados no estudo das lavas basálticas foram criados em vulcões havaianos.

I.5.1 Tipos de derrames basálticos

De acordo com Macdonald (1953) os derrames basálticos podem ser distinguidos, com base nas feições de superfície e estruturas, em *pahoehoe*, 'a'a e lava em bloco.

Derrames *pahoehoe* são identificados por suas superfícies lisas, onduladas ou em corda (FIG. 7A) e por uma estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior (Macdonald 1953, Aubele et al. 1988). A dinâmica dos fluxos *pahoehoe* envolve inicialmente um avanço na forma de lobos com pequena espessura, onde a crosta superior é rapidamente formada, podendo ser posteriormente inflado se a superfície de base possuir baixa inclinação (Hon et al. 1994).

Os derrames 'a'a são caracterizados por topo e base escoriáceos, vesículas alongadas e por reentrâncias das zonas escoriáceas na porção central maciça em função do avanço do derrame (FIG. 7B; Macdonald 1953; Kilburn 1990). Derrames deste tipo são formados quando a lava é transportada em canais abertos, em geral associada a altas taxas de erupção (Macdonald 1953; Pinkerton & Sparks 1976, Rowland & Walker 1990).

Lavas em bloco possuem uma porção superior formada por fragmentos angulosos que apresentam superfícies lisas e dimensões regulares, sendo os fragmentos freqüentemente poliedrais (FIG. 8; Macdonald 1953). Lavas em bloco são geralmente formadas por magmas com maior viscosidade, de composição andesítica, dacítica ou riolítica (Schmimcke 2004).

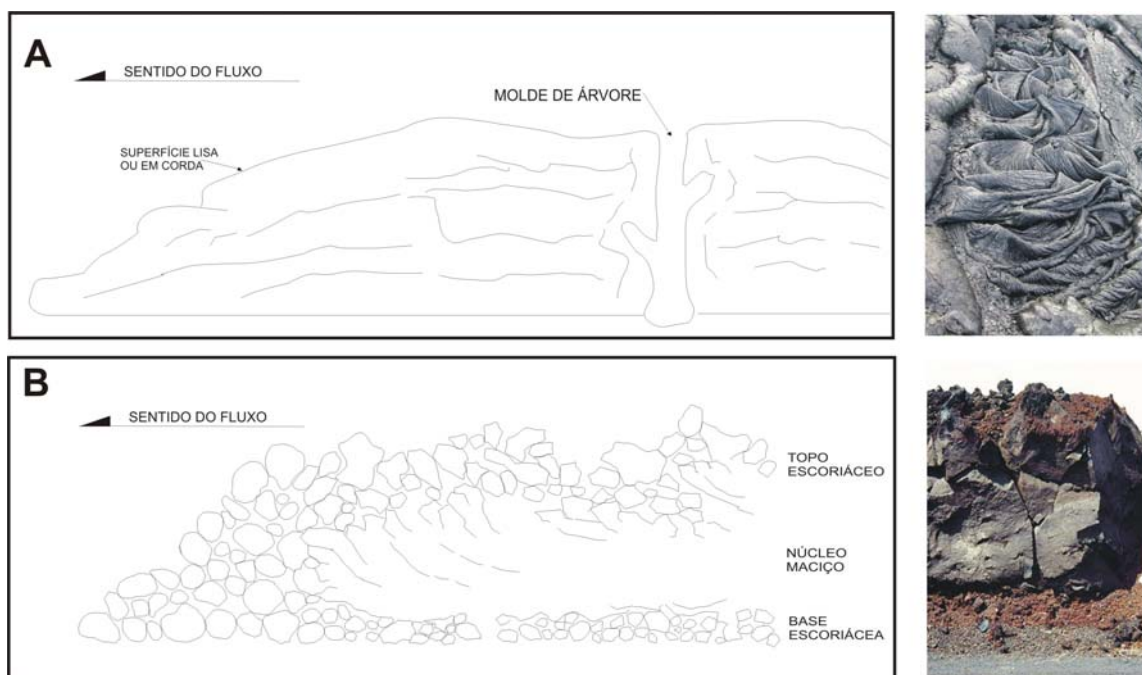


Figura 7 - Perfil esquemático e fotografia de derrames *pahoehoe*(A) e *'a'a* (B). (Fotografias Kilauea Observatory USGS)



Figura 8 - Lava em bloco do Campo Vulcânico de San Francisco, Arizona, E.U.A. (Fotografia de Richard Harwood)

I.5.2 Interações entre lavas basálticas e sedimentos

A interação entre magmas e sedimentos pode gerar brechas vulcanoclásticas denominadas de peperitos (White et al. 2000, Skilling et al. 2002) ou de brechas peperíticas (Cas & Wriarth 1997). Estas rochas são geradas em diversos ambientes onde magmatismo e sedimentação ocorrem simultaneamente ou em locais onde o sedimento encontra-se inconsolidado ou fracamente consolidado (FIG. 9) e podem estar associadas com seqüências sedimentares marinhas ou lacustres afetadas por intrusões e em ambiente continental, relacionadas com explosões freatomagmáticas em edifícios vulcânicos, associadas com derrames ou na base de depósitos piroclásticos (Skilling et al. 2002).

Quando ocorrem associadas com lavas estas brechas são constituídas por componentes sedimentares e ígneos e geralmente são geradas ao longo do contato entre os derrames e sedimentos inconsolidados.

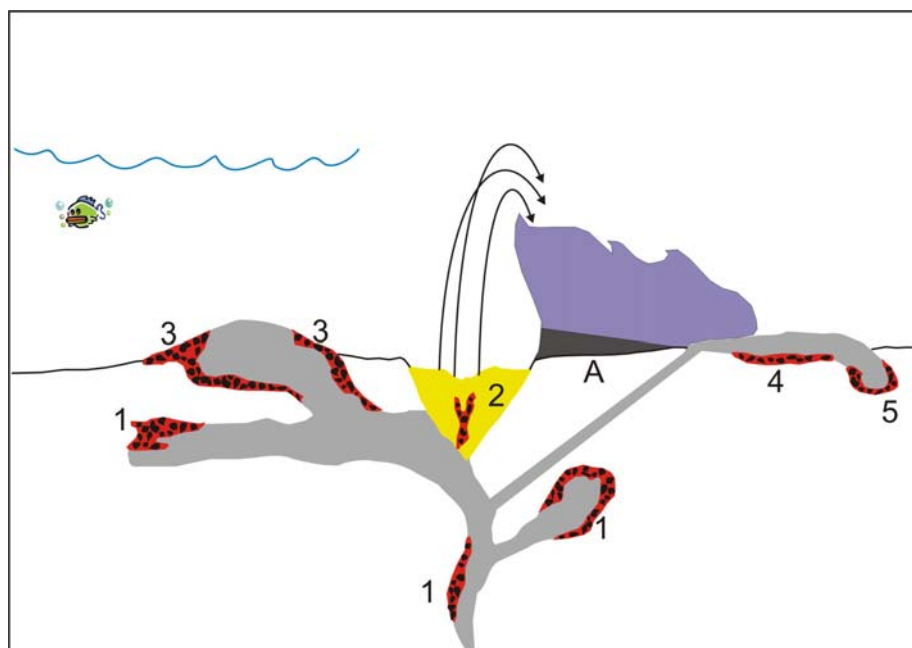


Figura 9 - Locais de interação entre magma e sedimentos e formação de peperitos: 1- associado com intrusões, 2- dique alimentadores em condutos preenchidos com rochas vulcanoclásticas, 3- intrusões parcialmente emergentes, 4- base de derrames, 5- margens de derrames invasivos e A- na base de depósitos piroclásticos (modificado de White et al. 2000)

O termo peperito pode ser utilizado com uma conotação descritiva ou genética. Segundo Cas & Wriqth (1997) o termo deve ser usado com cautela e de forma descritiva, devido às diversas origens possíveis para depósitos ou rochas com texturas semelhantes. No entanto, outros autores defendem o uso do termo com senso genético (Brooks et al. 1982, White et al. 2000, Skilling et al. 2002). Segundo estes autores o termo peperito deve ser aplicado a rochas formadas pela interação de magma com sedimentos úmidos e inconsolidados. Jerram & Stollhofen (2002) utilizam o termo para rochas formadas pela mistura *in situ* de magma e sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, não sendo necessária segundo estes autores, a presença de água.

II MATERIAIS E MÉTODOS

Para elaboração da tese foi seguido o seguinte roteiro de trabalho: aquisição/compilação de dados, trabalhos de campo, descrição das estruturas e estudos petrográficos. Abaixo são descritos os procedimentos utilizados no desenvolvimento do trabalho.

II.1 Etapa de aquisição/compilação de dados

A compilação envolveu a organização dos dados publicados e uma revisão bibliográfica, de forma a reunir um conjunto de informações sobre a área e o tema de trabalho. Esta etapa permitiu a comparação gradativa entre os dados previamente reunidos com os dados coletados, permitindo definir a evolução do conhecimento sobre o vulcanismo e a estruturação da FSG. Foram também compilados dados petrográficos, diagnósticos de fácies e associações de fácies, bem como a sua caracterização geoquímica. Nesta etapa foram realizadas fotointerpretações, na escala 1:60.000 e 1:25.000, visando a separação dos principais domínios litoestruturais. As fotografias pertencem ao acervo do Instituto de Geociências - UFRGS e CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

II.2 Trabalhos de campo

Nas etapas iniciais de campo foram escolhidas áreas para a realização dos trabalhos de detalhe. Os estudos sobre a morfologia, estruturação interna e feições de superfície dos derrames *pahoehoe* se concentraram em cinco áreas. Os estudos referentes aos peperitos foram realizados em quatro áreas (FIG. 10). Todos os afloramentos foram localizados com aparelho GPS (*Geographic Position System*).

Os melhores afloramentos para a proposta do trabalho situam-se próximos as zonas de topo e base do derrames, formadas por basaltos vesiculados e portanto, mais propícias à alteração intempérica. Apesar desta característica, as técnicas utilizadas para o reconhecimento das estruturas e texturas vulcânicas foram aperfeiçoadas ao longo dos trabalhos de campo.

A escassez de boas exposições e a descontinuidade dos afloramentos dificultou a realização de reconstruções em três dimensões do ambiente vulcânico na área estudada.

Entretanto os dados obtidos permitiram a construção de um modelo para estruturação dos derrames e a reconstrução do ambiente de geração dos peperitos.

II.3 Estudos das estruturas

A descrição das estruturas de mega e meso escala foi realizada durante a etapa de campo e complementada, as de meso escala, em laboratório.

A descrição mais detalhada das estruturas foi realizada em amostras de grande dimensão que posteriormente foram serradas e, em alguns casos, polidas. Este procedimento facilitou a descrição e a documentação fotográfica das estruturas (ver fig. 26, 29a, 30b e 31).

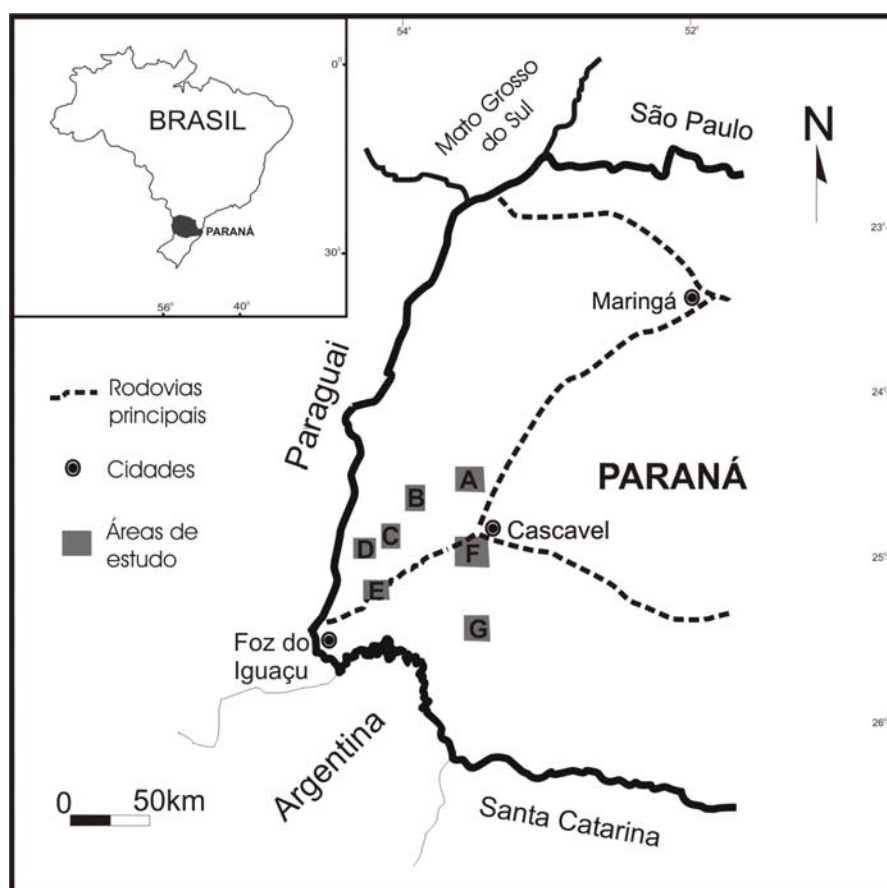


Figura 10 - Localização das áreas de estudo dos derrames e peperitos na porção oeste do Paraná. A- Toledo (derrames e peperitos), B- Rio Quitéria (derrames), C- Ponte Queimada (derrames), D-Missal (peperitos), E- Matelândia (derrames e peperitos), F- Cascavel (derrames e G- Salto Caxias (peperitos).

II.4 Estudos petrográficos

Inicialmente foi realizada a descrição macroscópica das amostras com o objetivo de selecionar as amostras para confecção de lâminas delgadas. A investigação petrográfica envolveu o estudo de 42 amostras de rochas. Através da macroscopia e microscopia, pode-se identificar os principais litotipos de rochas vulcânicas da área, associando-se especialmente aos pontos locados nos mapas. Foram adquiridas fotografias das amostras mais representativas. Como objetivos do estudo petrográfico destacam-se a obtenção das características litológicas, minerais, texturas e estruturas.

Na amostragem dos derrames procurou-se, dentro do possível, a coleta de amostras de derrames completos (porção basal, núcleo e porção superior) para caracterizar o arranjo textural e a realização de estimativas visuais da abundância relativa dos constituintes das amostras.

Nos peperitos foram coletadas amostras em vários pontos destes corpos para descrição das texturas e determinação dos componentes ígneo e sedimentar. A ampla variedade de texturas nestas rochas são associadas com as variáveis presentes no processo de interação entre a lava e o sedimento (granulometria e grau de consolidação do sedimento, quantidade de água presente, tipo do derrame de lava, entre outras).

II.5 Interpretação dos dados e comparação com outras províncias vulcânicas

Durante o desenvolvimento do trabalho foi notada a necessidade de integração dos dados bibliográficos, referentes à terminologia utilizada em outras seqüências vulcânicas, com os dados adquiridos neste estudo.

A terminologia utilizada na descrição dos tipos de derrames basálticos e das estruturas relacionadas é fundamentada na investigação de fluxos de lavas ativos, constatando-se um predomínio de expressões e definições cunhadas no Havaí. A grande variedade de termos descritivos utilizados por diversos autores faz com que expressões distintas sejam referidas para estruturas semelhantes.

No tratamento deste conjunto de dados visou-se a uniformização de uma terminologia para ser aplicada na investigação dos derrames da FSG e, para evitar a proliferação de termos e conceitos, a presente proposta utiliza expressões e definições consagradas em outras províncias vulcânicas.

III PAHOEHOE FLOWS FROM THE CENTRAL PARANÁ CONTINENTAL FLOOD BASALTS

Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts

Breno L. Waichel^{1*}, Evandro F. de Lima², Romulo Lubachesky², Carlos A. Sommer²

1 Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Rua Universitária 1619, 85819-110, Cascavel, Brazil

2 Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Brazil

* Corresponding author. Address: Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Rua Universitária 1619, 85819-110, Cascavel, Paraná, Brazil. Telephone +55-45-324-3068. e-mail: breno@unioeste.br (B. Waichel)

KEY WORDS: pahoehoe flows, flood basalts, inflation, central Paraná CFB

Abstract

Inflated and compound pahoehoe flows have been identified within the central Paraná Continental Flood Basalts based upon their morphology, surface features and internal zonation. Pahoehoe flow features have been studied at five localities in the western portion of Paraná State, Brazil: Ponte Queimada, Toledo, Rio Quitéria, Matelândia and Cascavel. We have interpreted the newly recognized flow features using concepts of Hawaiian pahoehoe formation and emplacement that have been previously applied to the Columbia River Basalt and Deccan Plateau. Surface features and/or internal structure typical from pahoehoe lavas are observed in all studied areas and features like inflation clefts, squeeze-ups, breakouts and P-type lobes with two levels of pipe vesicles are indicative of inflation in these flows. The thinner, compound pahoehoe flows are predominantly composed of P-type lobes probably emerged at the end of large inflated flows on shallow slopes. The presence of vesicular cores in the majority of compound lobes and the common occurrence of segregation structures suggests high water content in the pahoehoe lavas from the central PCFB. More volcanological studies are necessary to determinate the rheology of lavas and refine emplacement models.

1- Introduction

We describe and discuss the importance of pahoehoe flows from the central area of Paraná Continental Flood Basalts (PCFB). The PCFB is located in central-eastern South America and is part of Paraná-Etendeka Igneous Province. This province covers an area of c. $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ in South America and Africa, with an estimated volume of $1.0 \times 10^6 \text{ km}^3$.

The emphasis of most previous research on the PCFB has been on geochemistry and geochronology; studies focusing on the morphology and structures of the basalts are scarce. The intense alteration of basalt flows produces deep soils, making it difficult to find good outcrops. The best outcrops are located in quarries and road cuts, which favor exposure of dense flow interiors, and make it difficult to find outcrops suitable to describe flow morphology and structures.

Pahoehoe flows have been documented in lower part of Etendeka Igneous Province-Namibia (Jerram et al. 1999) and features printed onto the dune surface by active pahoehoe flows are described by Scherer (2002) in sandstone in base of the PCFB sequence.

This study is the first to document the occurrence of typical features of compound pahoehoe flows in the upper portion of volcanic pile in the PCFB. It lays the foundation for future studies that may seek to define the importance of this emplacement mechanism in PCFB.

2- Geological setting

The PCFB covers an area of $1,300,000 \text{ km}^2$ in South America and study area is located in the central area of PCFB (Fig. 10).

The PCFB is a succession of volcanic rocks with a maximum thickness of approximately 1,700 meters, composed mostly by tholeiitic basalts and minor rhyolites and rhyodacites in the upper portion (Melfi et al. 1988). The basalts are divided into two groups on the basis of Ti contents, High Ti basalts-HTi ($\text{TiO}_2 > 2\%$) and Low Ti basalts-LTi ($\text{TiO}_2 < 2\%$) (Bellieni et al. 1984, Mantovani et al. 1985).

Ar-Ar ages in PCFB samples range from 138 to 125 Ma, with a marked eruption peak at 133-129 Ma (Renne et al. 1992; Turner et al. 1994; Milner et al. 1995).

Recently, the volcanic rocks have been sub-divided into six magma types on the basis of major and trace elements abundance and/or ratios. The northern magmas are Pitanga, Paranapanema and Ribeira types- $Ti/Y > 300$ and the southern magmas are Gramado and Esmeralda types- $Ti/Y < 300$ (Peate et al.1992; Peate 1997). Locally HTi lavas (Uburici type) occur in the south and are contemporaneous with the Gramado type (Peate et al. 1999). In study area pahoehoe flows are tholeiites (Paranapanema type) with 48 to 53 % SiO_2 .

Although some detailed chemical stratigraphy studies have been conducted, maps of individual flows and studies of the morphology and structures of the basalts have not been made, making specific flow correlation difficult or impossible.

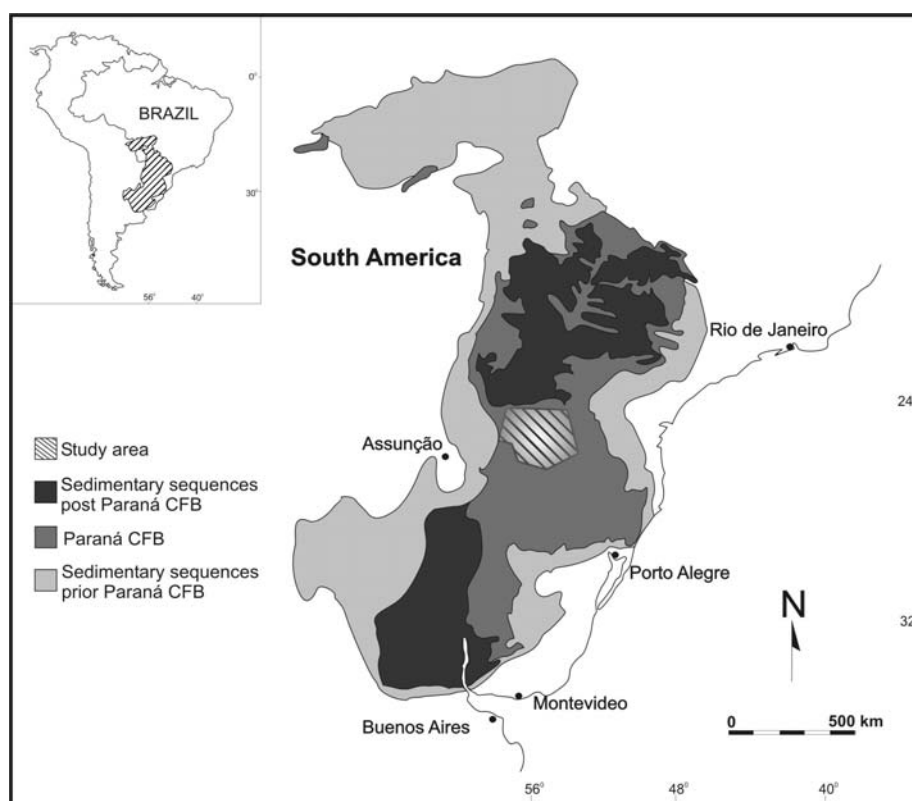


Figure 11 - Map of Paraná Basin with study area in central Paraná Continental Flood Basalts.

3- Emplacement of Continental Flood Basalts

Large igneous provinces (LIPs) are products of major magmatic events that generate voluminous outpourings of dominantly tholeiitic basalt in intraplate settings.

LIPs include continental flood basalts (CFB), oceanic plateaus and some volcanic rifted margins. CFB provinces produce huge lava flows in comparatively short periods of time in continental settings (Self et al. 1998), and many workers linked CFB to the presence of mantle plumes (Richards et al. 1989, White and McKenzie 1989).

The emplacement of CFB flows was originally explained by turbulent-flow models requiring extremely high lava-supply rates (Shaw and Swanson 1970). Recent studies propose a model involving inflation of flows with lower lava-supply rates (Hon et al. 1994; Self et al. 1997, 1998). These models are based on recognition of inflated, compound pahoehoe flows in some of the CFB, such as Columbia River Basalts (CRB) and the Deccan Volcanic Province (DVP). Walker (1971) suggested that high effusion rates form simple flows, whereas low effusion rates tend to form compound flows. Both simple and compound pahoehoe flows with distinctly different morphologies have been documented in DVP (Bondre et al. 2004), suggesting that more than one emplacement mechanism may have contributed to flow emplacement in CFB.

4- Description of the pahoehoe flows of the central PCFB

The identification of the pahoehoe flows in sequences of CFB has been primarily based on the internal structure of the flows, and occasionally on exhumed surface features. Surface flow structures are not commonly preserved or exposed in older CFB and in PCFB are found in very few outcrops. Internal zonations are better preserved; sub-divisions such as upper crust, dense core and lower crust are commonly observed.

Five areas have been the focus of most of our studies: Ponte Queimada, Toledo, Rio Quitéria, Matelândia and Cascavel (Fig. 12). Detailed description of these occurrences confirms the existence of inflated compound pahoehoe flows in the central area of PCFB. The study area is marked by discontinuous outcrops, and the schematic profiles of these regions are made based on elevation data (Fig. 13). The main characteristics of representative lobes from the study area are shown in Table 3.

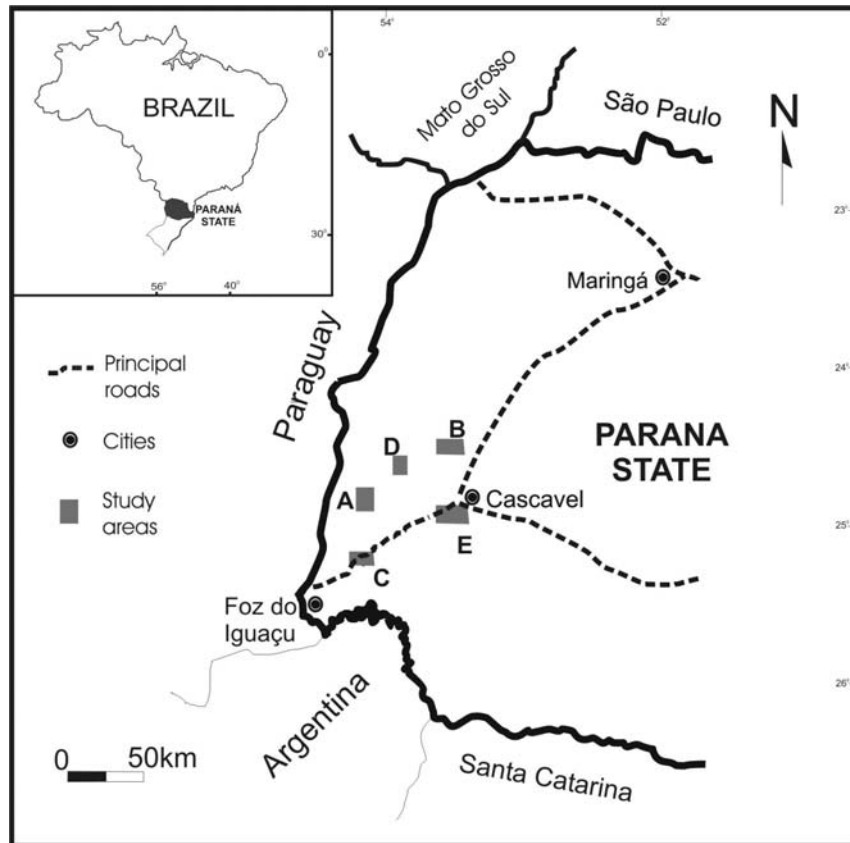


Figure 12 - Map showing study areas in west region of Paraná State. (A) Ponte Queimada, (B) Toledo, (C) Matelândia, (D) Rio Quitéria and (E) Cascavel.

4.1 Terminology

We have adopted the concepts of flow emplacement and flow lobe terminology proposed by Self et al. (1997), for two reasons: (1) simplicity and (2) ability to convey the concepts relevant to the emplacement of CFB lava flows. The eruption products are divided into: flow lobe, lava flow and flow field. These are used with caution when applied to PCFB because it is not always possible to classify highly altered, partial exposures with a great deal of certainty.

Flow Lobe. Used to describe an individual package of lava that is surrounded by a chilled crust. In study area, we were able to recognize S-type (spongy) and P-type (pipe vesicle bearing) lobes (Wilmouth and Walker 1993) and the use of the term is restricted to lobes up to 35m thick (e.g. Cascavel area, table 3) that can be easily delineated in outcrops. Flow lobes in the central area of PCFB with surface pahoehoe features are 0.5-2m thick and internal zonation is best observed in flows with thickness varying from 2 to 10 meters.

Area	lobes	Thickness (m)	upper crust (m)	Core (m)	remarks
Ponte Queimada	4	[7]	7	-	Squeeze-ups, horizontal squeezes
	3	[20]	-	20	dense basalt, columnar jointing
	2	4	2.2	1.8	Vesicular core, PV
	1	3	-	-	multiple P-type lobes, ropes
Toledo	4	[12]	-	12	dense basalt, columnar jointing
	3	20	8	12	PV, vesicular core, three-tired structure
	2	4,3	2.8	1.5	PV, vesicular core, three-tired structure
	1	[5.2]	2.2	3	HVZ, vesicular core
Rio Quiteria	6	[2.5]	-	2.5	Vesicular core, VS, C-S
	5	6	3	3	Vesicular core, VS
	4	[10]	-	10	Vesicular core, VC
	3	4	2.2	1.8	Vesicular core, PV
	2	5	2.3	2.7	Vesicular core, VS, PV
	1	[24]	15	14	dense basalt with flow-top breccia
Matelandia	7	[0.4]	-	0.4	
	6	0.7	0.3	0.3	Sheet lobe, three-tired structure ropes
	5	1.3	0.6	0.5	Sheet lobe, three-tired structure ropes
	4	[0.7]	-	-	Hummocky flow multiple P-type lobes
	3	[27]	-	27	dense basalt, columnar jointing
	2	[3]	-	3	Vesicular core, VC
	1	[10]	2	8	Vesicular core, VS
Cascavel	2	[20]	-	20	dense basalt, columnar jointing
	1	34	12	22	squeeze-ups and HVZ in crust, vesicular core

Table 3 - Representative flow lobes from study areas (see Fig. 3.3 for location of flow lobes in schematic profiles). VC= vesicle cylinders, VS= vesicle sheets, C-S= cylinder sheets, PV= pipe vesicles, HVZ= horizontal vesicular zones. Flow lobes with thickness in square brackets are partially exposed.

Lava flow. Used to describe the product of a single continuous outpouring of lava. In the study areas, an estimative of the thickness of lava flows is often difficult to make because of discontinuity in outcrops. Individual pahoehoe flows are often up to 70m thick and are generally strongly compound on a local scale, similar to Hawaiian lavas and flows from the DVP.

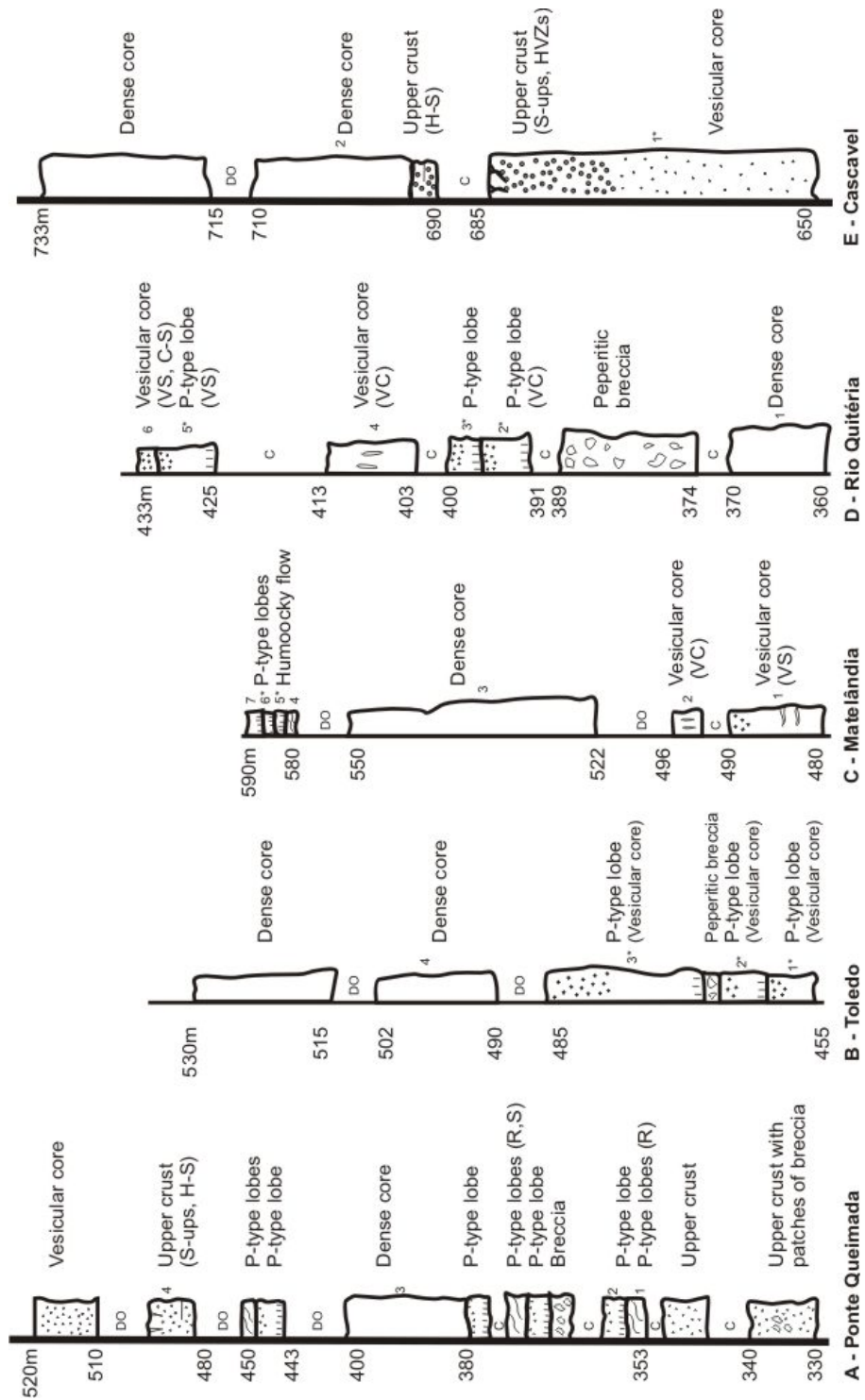


Figure 13- Schematic profiles from study areas. S-ups = Squeeze-ups, H-S = Horizontal squeezes, R = Ropes, S = Slabby pahoehoe, HVZ = Horizontal vesicular zones, VS = Vesicle sheets, VC = Vesicle cylinders, C-S = Cylinder sheet, C = covered, DO = discontinuous outcrops. Elevation units are in meters. Numbered examples correspond to descriptions in Table 3.

Flow field. This is the aggregate product of a single eruption or vent and it is built up of one or more lava flows. It is difficult or nearly impossible to differentiate the products of a complex pahoehoe lava flow from that of a long lived flow field in the PCFB due to lack of exposure and alteration of the rocks.

4.2 Surface features and internal structure of pahoehoe flows

Pahoehoe flows are most easily recognized by their distinctive millimeter- to decimeter-scale surface textures and features. Ropes and other small-scale features form when the flexible skin is deformed by motion of the lava (Fink and Fletcher 1978). In the transition between pahoehoe to aa lava types, transitional forms occur like spiny, toothpaste and slabby pahoehoe (Peterson and Tilling 1980, Rowland and Walker 1987). The internal structures within lava flows and lobes also provide clues to their style of emplacement. Pahoehoe flows and lobes are characterized by a three-tiered structure: vesicular upper crust, a dense core and a lower crust (Aubele et al. 1988).

Ponte Queimada area

Multiple flow lobes dominate the basal part of the profile in the Ponte Queimada area (Fig. 13). The lowest part (20m thick) is very altered vesicular basalt and patches of breccia; recognition of individual lobes is difficult. Overlying this part, P-type lobes (0.5-1.0 thick) are intercalated with patches of breccia (Fig. 13). Ropy surfaces are generally exposed both in situ (Fig. 14a) and on surfaces of fallen blocks (Fig. 14b, 14c). Despite the age and weathering of these flows; these features are very well preserved.

Toothpaste and slabby pahoehoe are also present in the Ponte Queimada area. These features are found in fallen blocks near the locality where ropy pahoehoe are exposed in vertical section and mark changes in lava viscosity and local increase in shear rate.

The fragmentation and immersion of ropy pahoehoe slabs into the flow interior forms slabby pahoehoe. Large blocks show slabs with different dispositions and locally the fragmentation process are observed in detail (Fig. 14d). This feature forms when the crust is completely disrupts due to high rate of lava flow that is too great for the crust to accommodate the shear strain plastically (Duraiswami et al. 2003).

The occurrence of these pahoehoe types can be related to the initial transition of pahoehoe to aa lavas (Peterson and Tilling 1980, Rowland and Walker 1987), nevertheless true aa lavas are not reported in central PCFB and this argues against this hypothesis. Alternatively slabby pahoehoe patches within sheet flows can be generated by breakouts from the fronts of inflated flow lobes (Hon et al. 1994) and are not indicative of transition from pahoehoe to aa lavas, but related to local temporal change in shear rate.

Lobes in the Ponte Queimada area display a three-tiered structure with a highly vesicular upper crust, a vesicular core and a thin vesicular lower crust. Jointing is absent in these lobes.

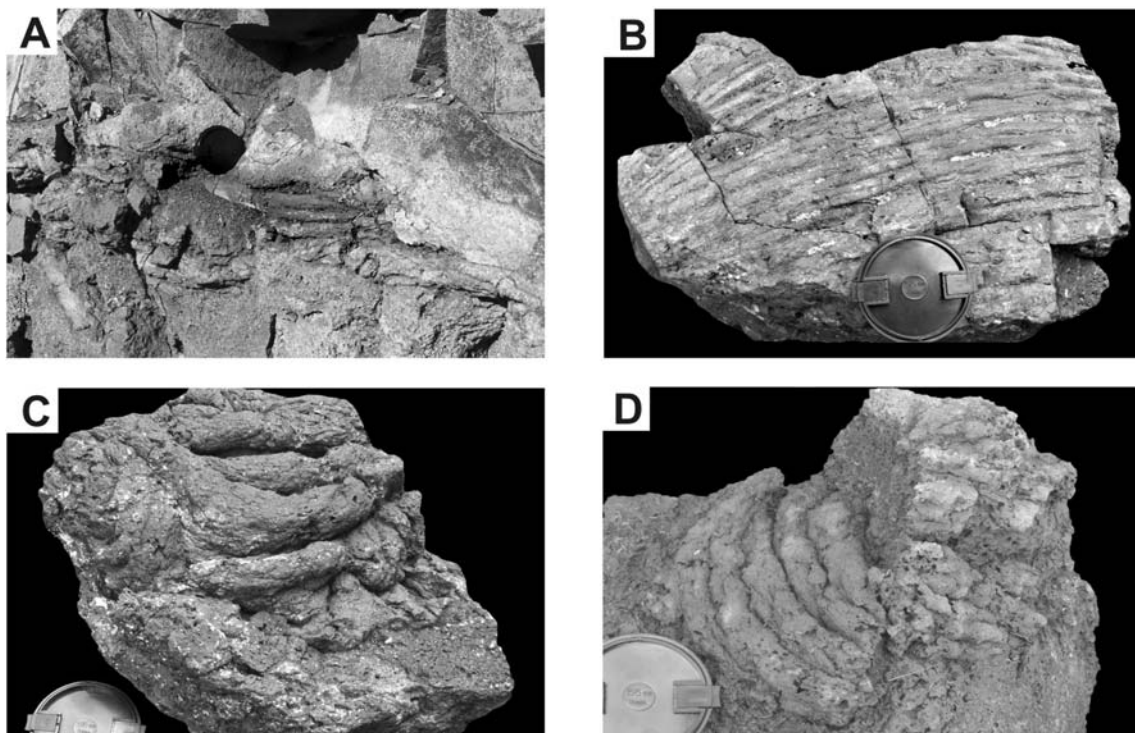


Figure 14 – Ponte Queimada area. (A) Ropes in vertical section, (B and C) Ropes on horizontal surface, (D) Detail of the fragmentation process of slabs. Lens cap=55mm

Above the strongly compound lower section is a dense flow (20m thick) of aphyric basalt exhibiting spaced and irregular columnar jointing. Many aspects of this flow (thickness, dense rock, jointing style and absence of structures) highly contrast with the underlying lobes. Segregation structures are absent in the core and the upper portion is not exposed. The basal portion of the flow lacks pipe vesicles and rests on a breccia layer without a chill margin. No fragments of the breccia were incorporated by

the flow suggesting that it moved over the breccia gently. This is not consistent with a turbulent flow emplacement hypothesis.

Thinner, compound pahoehoe flows appear again in the central portion of the section (Fig. 13a). P-type lobes predominate and pipe vesicles occurring at two different levels are observed. Wilmouth and Walker (1993) infer that this feature is formed by multiple lava injections and suggest endogenous growth. Similar features are described by Bondre et al. (2004) in the DVP.

A partially exposed lobe with an upper vesicular crust (7m thick) occurs in the upper portion of the profile. The upper part of the crust display several squeeze-ups of brownish glassy basalt occupying the inflation clefts and patches of breccias. In the lowermost part of the crust injections of lava have intruded horizontally; similar features have been reported in the DVP (Duraishwani et al. 2001).

Toledo area

A schematic profile from the Toledo area is based on three isolated outcrops. Two lava lobes and an inflated sheet flow compose the lower portion of the profile in Toledo Quarry. In the basal lobe (lobe 1), only the upper crust and vesicular core are exposed, whereas, the upper lobe (lobe 2) and sheet flow are complete (Fig. 13b).

Lobe 1 is 6m thick and based on the extent of upper and central zone the presumed total thickness is 7-8 meters. The upper crust displays an irregular pattern with alternate vesicle-rich and vesicle-poor bands (horizontal vesicular zones-HVZ). HVZ's preserved in crust can be interpreted when the lobe is depressurized by sudden breakouts and bubbles form inside the lobe (Hon et al. 1994). A second possibility is that vesicular zones are the result of a more bubble-rich batch passing through the lobe (Self et al. 1997), but the occurrence of thin lobes probably formed by breakouts in the contact between lobe 1 and lobe 2 (descript below) suggests the first alternative. The core is composed of basalt with small irregular vesicles and diktytaxitic texture.

The upper contact of lobe 1 is marked by coalescence of various small lobes probably representing small surface breakouts (Fig. 15a). Thin glassy rinds delimit individual lobes. Some lobes have vesicles distributed throughout the lobe (S-type lobe from Walker 1989); others lobes contain pipe vesicles at the base, a dense interior and more vesicular exteriors (Fig. 15b; P-type lobe from Wilmouth and Walker 1993). P-type lobes are predominant, 10 to 40 cm thick and show an ellipsoidal form in vertical section. P-type lobes were produced during the initial breakouts from highly pressurized

inflated flow fronts; as the breakouts continues, the lava becomes more vesiculated and S-type were produced due to a drop in pressure (Hon et al. 1994).

Lobe 2 is approximately 4m thick and displays a three-tired structure: upper crust, vesicular core and thin lower crust. The lower crust (average thickness of 20 cm) shows a basal contact that is either nearly planar or undulating where it overlies breakouts. In this latter case pipes vesicles are inclined in varying directions. The core is composed of vesicular basalt. The vesicles are irregular in shape, millimeters in size, and generally empty or partially filled by celadonite. In the central part of the core, vesicles coalesced into large vesicles that rose forming “vertical irregular vesicles” (Fig. 15c). These vesicles originate by secondary vesiculation (second boiling). The irregular shape and vertical orientation indicates that they rise during the later stages of crystallization, after stagnation of flow and when little space is available in the crystal framework for bubbles to rise. Vesicles in the upper crust (~2 m thick) show an increase in size and decrease in number per unit area from top to bottom of the crust, similar to observations by Cashman and Kauahikaua (1997) and Bondre et al. (2004).

The contact between lobe 2 and sheet flow has a large surface exposure in the quarry and is marked by a layer (0.30-1.00 cm thick) composed by siltstone and patches of peperitic breccia.

The P-type inflated sheet flow has a thickness of 20 m. The lower crust is thin (~30 cm) and locally P-type toes were overrun by the P-type inflated sheet flow (Fig. 15d). The core is 12 m thick, composed by vesicular basalt without structures, rare thin dikes (2-5 cm thick) of sediment occur in the core. In upper crust (~8m thick) vesicles show an increase in size and decrease in number per unit area from top to bottom.

Matelândia area

In the Matelândia area, the lower and upper sections of the profile have clearly recognizable features of pahoehoe lavas. They are separated by a thick dense flow (Fig. 13c).

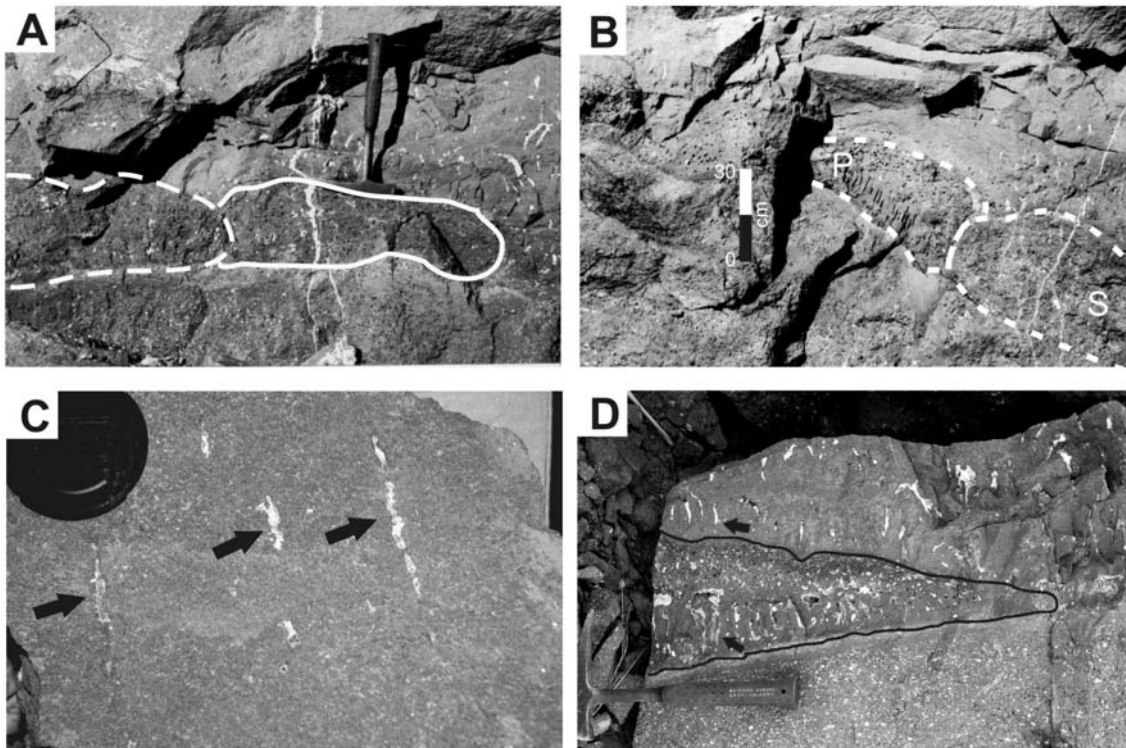


Figure 15 –Toledo area. (A) Thin lobes with ellipsoidal form in vertical section, probably formed by breakouts, (B) P-type and S-type lobes, (C) “Vertical irregular vesicles” in core of lobe 2, (D) P-type toe overrun by a P-type inflated sheet flow. Hammer=33cm, lens cap=55mm.

In the lower section the basal lobe is 10 m thick with a vesicular core (7m thick) and an upper crust (3m thick). The core is composed by vesicular basalt and marked by presence of segregation sheets. The segregation sheets are horizontally continuous in extensive vertical section (reaching 50 m in length) and are made up of highly vesicular basalt (Fig. 16a). The contacts between sheets and host basalt are always sharp and thickness of individual sheets decreases upwards from about 20 to 1.0 cm, while the number of sheets increases upwards. The upper crust is very altered and poorly exposed. In the second lobe, only the core is exposed and is composed of vesicular basalt; a horizontal exposure surface shows vesicle cylinders (Fig. 16b).

The central section is a dense core (27 m thick) constituted by aphyric basalt displaying a spaced and irregular columnar jointing. Boreholes performed in the floor of the quarry verify the existence of vesicular basalt (probably upper crust) nearly 1.0 m below the ground.

The aphyric basalt from Matelândia is similar to other dense core exposed in others studied areas (Fig. 13), but stratigraphic correlation is not possible because the

discrepancy in altitude and discontinuity of the exposures. In the study area, apparently the dense flows don't have a great lateral extent in comparison with similar flows from CRB (>100 km in length, Tolan et al. 1989) or DVP (80 km in length, Bondre et al. 2004). However more work in other areas coupled with petrography and chemical studies are necessary to confirm any regional correlations.

In the upper portion of the profile P-type lobes overlain by two sheet lobes may be observed (Fig. 13 and 16c). The basal part of upper section is composed by multiple P-type lobes. Discerning individual lobes is difficult and observed contacts between lobes are irregular and generally show high angles (30-45°). This characteristic confers an undulating surface typical of a hummocky flow (Fig. 16c). Sheet lobes are 1.3 and 0.7 m in thickness, up to 50 m in length and display a planar top and a three-tired structure. The basal crust is thin (15 cm in average) and exhibits pipe vesicles. Pipe vesicles in a sheet lobe overlying the hummocky flow are inclined in different directions. The geometry of the contact with underlying lobes depends primarily on the microtopography on which the lobes were emplaced (Duraiswami et al. 2002) and the undulating contacts suggest the presence of underlying hummocky flow. The core constitutes about half of the lobe thickness, is composed of weakly vesicular basalt.

Vesicles in the upper crust of sheet lobes show an increase in size and decrease in number per unit area from top to bottom and vesicle layering the lowermost part of the upper crust.

Rio Quitéria area

The Rio Quitéria area has five pahoehoe lobes overlying a dense flow (Fig. 13d). The dense flow that occurs in the lower section of the profile is 10 m thick and it is composed of massive, aphyric basalt with irregular and spaced vertical jointing. A layer of peperitic breccia (~15 m thick) with centimeter- to decimeter-size fragments of vesicular basalt in a reddish sedimentary matrix overlie the dense flow.

The pahoehoe lobes are 4-10 m thick and usually exhibit a three-tired structure with upper crust, vesicular core and thin basal crust. The upper crusts comprises nearly a half of the thickness of the lobe and displays a typical vesicle pattern, with increase in size and decrease in number per unit area from top to bottom.

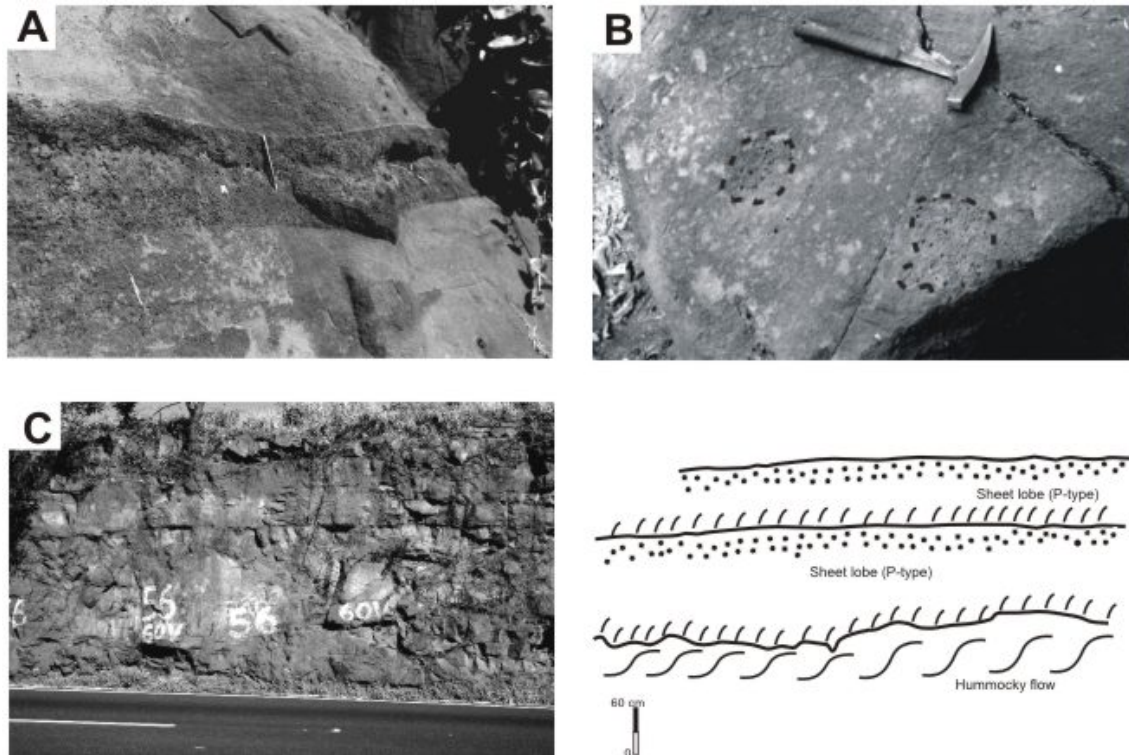


Figure 16 –Matelandia area (A) Contact of vesicle sheet with host basalt, (B) Vesicle cylinders in horizontal surface, (C) Photograph and drawing of a hummocky flow composed by multiple thin P-type lobes overlaid by two sheet lobes.

Cores are composed of vesicular basalt with diktytaxitic texture commonly with segregation structures, such as vesicle sheets and vesicle cylinders. The vesicles in cores are irregular in shape, with size between 0.5 - 3.0mm and filled by celadonite (Fig. 17a). The vesicle sheets are 10-20 cm thick and the contact with host rocks is sharp (Fig. 17b). Goff (1996) describes vesicle cylinders in Panorama Point basalt flow (Columbia River) that end within a single horizontal vesicle vein to form “cylinder sheets” C-S (Caroff et al. 2000). The upper limit of C-S is associated with horizontal cracks formed as a result of thermal contraction associated with cooling; probably horizontal cracks act as barrier to the ascending residual liquids forcing the horizontal movement. Segregation structures similar to cylinder sheets are also found in Rio Quitéria lobes. However, some vesicle cylinders do not end in horizontal vein but instead, continue upwards (Fig. 18). Vesicle cylinders are common on horizontal exposures and can reach 10 cm in diameter. The basal crusts of these flows are thin (30 cm) and exhibit a near planar basal contact with local pipe vesicles.

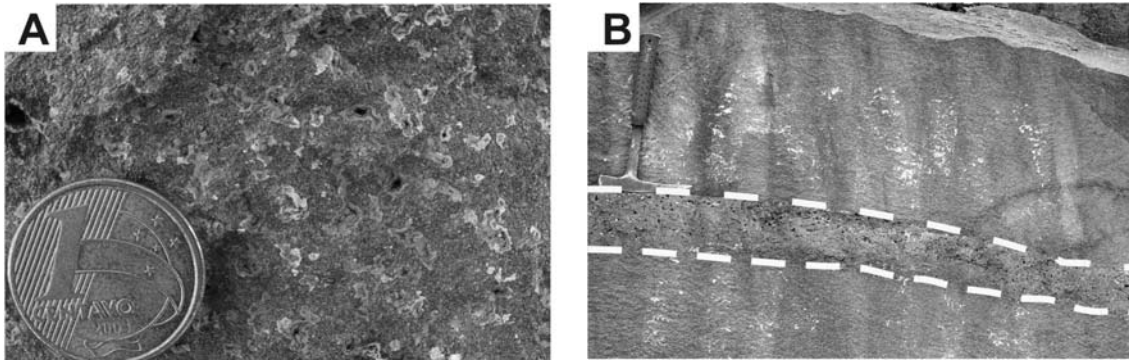


Figure 17 - Rio Quitéria area. (A) Irregular vesicles (0.5-3.0mm length) in vesicular core, coin=1.7cm, (B) Vesicle sheet with sharp contact in lobe core. Hammer=33cm



Figure 18 - Rio Quitéria area. C-S type structure, showing part of vesicle cylinder penetrating in direction of the top of the lobe. Hammer=33cm

Cascavel area

The schematic profile from the Cascavel area shows a 34 m thick pahoehoe lobe at the base overlain by two dense flows (Fig. 13e). The pahoehoe lobe is the thickest lobe from the study areas. The upper crust is 12 m thick and is divided into a highly

vesicular uppermost part (6 m thick) and a lower part composed of less vesicular basalt (6 m thick).

In the upper part of upper crust, vertical squeeze-ups or lavas filling inflation cracks (Fig. 19a) as well horizontal injections are quite common (Fig. 19b). Inflation cracks are formed when continuous inflation causes an uplift of the brittle crust, thereby producing a network of large and small cracks on the flow surface (Walker 1991, Hon et al. 1994). Most of these cracks are later occupied by lava injections forming squeeze-ups, filled by lava from the overlying flows or by sediments.

Patches of breccia or a thin layer of brownish glassy basalt marks the contact with the overlying dense flow. Similar to the Ponte Queimada area, scouring of substrate is not observed. Locally the breccia is uplifted forming features similar to tumulis, reaching 2.0 m in height above the contact level with until 20 m in amplitude. The dense flow overlies this uplifted breccia without scouring it.

The lower part of upper crust displays horizontal layers of increased vesicularity (horizontal vesicular zones-HVZ). The HVZs are found in upper crusts and are distinguished from vesicle sheets found in cores. The HVZs in this lobe are 5 to 20 cm thick with gradational contacts. These probably result from fluctuations of pressure and/or flux during active inflation (Hon et al. 1994, Cashmann and Kauahikaua 1997).

The core has a thickness of 22 m and is composed of vesicular basalt without structures or jointing. Vesicles are irregular in shape with millimeter dimensions and filled by celadonite.

The dense flows are made up of aphyric basalt with irregular columnar jointing. These two flows are very similar but the upper flow displays rare gabbroic veins and vesicles. Similar gabbroic veins, but of large size occur in southwest Paraná State. Chemical composition of latter veins and host basalt are similar to segregation veins found in CRB (Puffer and Horter 1993).

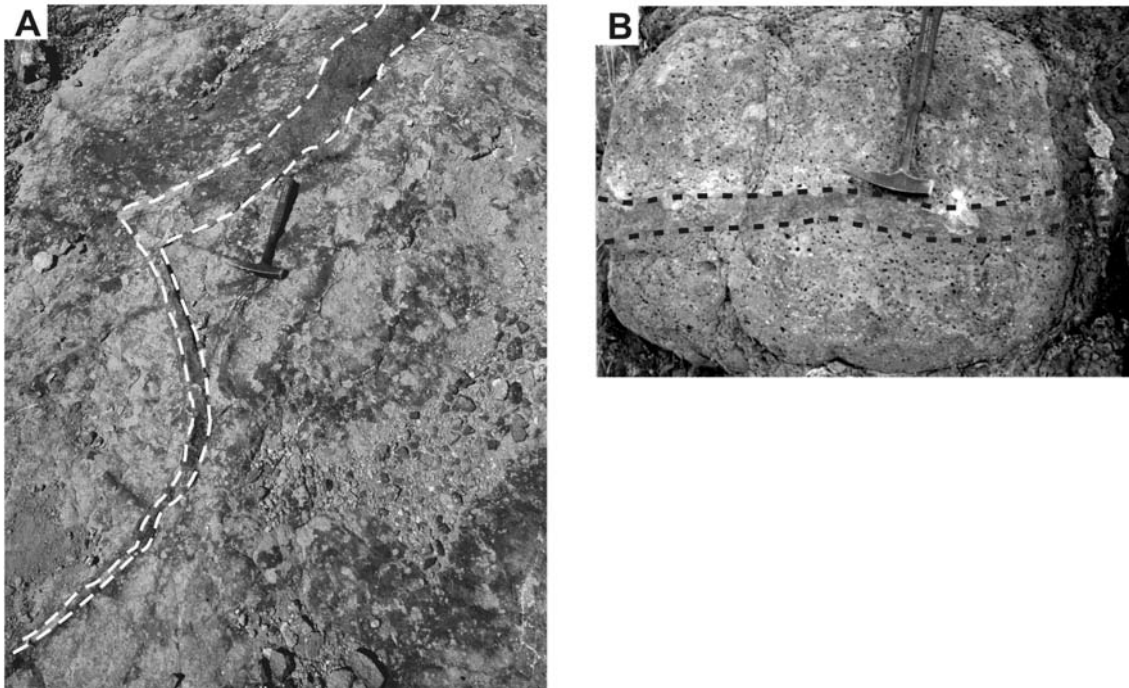


Figure 19- Cascavel area. (A) Squeeze-ups and (B) horizontal injections in upper crust of pahoehoe lobe. Hammer=33cm

5. Emplacement of the flows

Compound pahoehoe flows

The flows and lobes from central PCFB display typical characteristics of compound pahoehoe flows and provide evidence of formation by active inflation. These lavas are similar to inflated pahoehoe flows from Hawaii (Hon et al. 1994), CRB (Thordarson and Self 1998) and DVP (Bondre et al. 2004).

Macdonald (1953) observed that pahoehoe flows from Hawaii are produced by long duration, low-effusion rate eruptions. Rowland and Walker (1990) estimated a flow rate of $< 5-10 \text{ m}^3/\text{s}$ for pahoehoe flows in Hawaii. Thordarson and Self (1998) estimated flow rates of up to $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ for the Rosa member of the CRB and suggested that these higher eruption rates are not unreasonable given the potential lengths of the fissures involved (Self et al. 1997).

Ropy textures occur in about 20-30% of the flow surfaces in Hawaii (Hon et al. 1994). Despite the low preservation potential of such features those found in the central PCFB are very well preserved. The three-tired structure of pahoehoe flows: upper crust, core and lower crust are common in lobes with thickness ranging from 0.5 to 34 meters.

The cores are generally composed by vesicular basalt with diktytaxitic texture attesting the high residual water content in magma.

The predominance of P-type lobes in compound flows of study area can be related to breakouts emerged from larger inflated sheet flows (Hon et al. 1994, 2003). According to Wilmouth and Walker (1993) these lobes can be found in almost anywhere in pahoehoe flow field, but is common in areas with shallow slopes ($< 4^{\circ}$).

The P-type lobes have lower extrusion temperatures, higher density, degassed outer glassy selvage and well-developed crystalline interior, as compared to S-type, and this characteristic indicate that lavas that form P-type was a relatively long residence enough to exsolve considerable vapor in lava distributor system before extrusion (Wilmouth and Walker 1993, Oze and Winter, 2005). Alternatively, Hon et al. (1994) suggest that P-type may represent pressurized lava containing more dissolved volatiles that S-type, the dense outer crust of P-type increases the pressure dissolving pre-existing bubbles back into the melt.

Segregation structures (vesicle cylinders and vesicle sheets) are found in many pahoehoe flows from central PCFB and display a great variety in dimensions, mineralogy, texture and bubble content. These structures are formed when differentiated liquids flow from host basalt by gas filter-pressing (Anderson et al. 1984). According to Goff (1996) basalt containing vesicle cylinders shows positive correlations among increasing cylinder abundance, increasing lava porosity and increasing groundmass crystal size and these features may suggest a unusually high water contents in the magma.

Dense flows

The dense flows are present in five study areas and their occurrence is independent of different stratigraphic level. All of these flows are composed of similar aphyric basalt with irregular columnar jointing. The discontinuity between outcrops and limited exposure (generally lacking the upper portion) makes it difficult to determine emplacement mechanisms. Nevertheless in flows where the basal contacts are exposed no evidence of scouring of the substrate has been observed. This characteristic argues against an emplacement analogous to typical aa flows or a turbulent, high-discharge rate emplacement (Shaw and Swanson 1970).

Each dense flow appears to be a single cooling unit and no evidence to indicate the presence of multiple lobes has been observed directly. Possibly the dense flows may

constitute the core of large inflated flows and the thin P-type lobes are breakouts, but more studies involving field work, textural analysis, geochemistry and possibly anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) are needed understand whether the dense flows are single flows or compound flows.

Eruption duration

The model for the formation of the internal divisions within an inflated pahoehoe lobe provides the means to estimate the duration of the effusive activity that fed the lobe (Self et al. 1997, see Fig. 13). Self et al. (1997) proposed that the boundary between the upper crust and core marks the time when the flux of fresh lava into a lobe ended and the fluid interior became stagnant. In four of the study areas (Toledo, Matelândia, Rio Quitéria and Cascavel) an estimate of the eruption duration can be made for lobes with complete internal structure preserved (Tab. 4). Estimating the duration in Ponte Queimada is rendered difficult by the presence of highly compound flows with numerous lobes and intense alteration.

An empirical equation

$$t = 164.8 H^2 \quad (1)$$

where t is time in hours and H is the thickness of the upper crust in meters (Hon et al. 1994, Self et al. 1998) is used to calculate the time of formation of upper crust.

The calculated time of formation of upper crusts in complete lobes from study areas vary from hours to several months. The larger lobe calculated is from Cascavel area with time formation of 33 months. This are indicative that the eruption of central PCFB flows may take place over months or years, thus their effects on the environment are attenuated. The eruption duration data presented here are preliminary and are intended only to give an approximate duration, given the poor exposures and lack of stratigraphic correlation. Estimating the duration for a greater area (including the entire PCFB) will require many more detailed volcanological studies, along with a revaluation of total volume of erupted lavas.

Area	lobes	Thickness upper crust (m)	Time
Cascavel	1	12	33 M
Toledo	3	8	14.6 M
	2	2	0.9 M
	1	2.5	1.4 M
Rio Quitéria	3	3	2 M
	2	2	0.9 M
	1	2.5	1.4 M
Matelândia	2	0.3	0.6 h
	1	0.6	2.5 h

Table 4- Calculation of emplacement time of individual lobes from the study areas. M=months, h=hours. Lobes used are indicate by * in Figure 13.

Lava transport and heat loss

The emplacement of large flood basalts involving an occurrence of compound pahoehoe flows requires efficient magma transport with small heat loss.

Efficient lava transport may occur through tube systems as in Hawaii (Hon et al. 1994, Keszthelyi 1995, Helz et al. 2003), in Italy-Mount Etna (Calvari and Pinkerton 1998) and the Canary Islands (Solana et al. 2004). Field data and calculations show that Hawaiian lava tubes typically cool about $\sim 1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Keszthelyi 1995, Cashman et al. 1994, Helz et al. 2003) and Ho and Cashman (1997) obtained cooling rates of 0.02-0.04 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ in the 500-km-long Ginkgo flow of CRB, consistent results with an efficient lava transport resulting from a insulated flow beneath a thick crust. Nevertheless magma distribution systems or tubes are difficult to identify in ancient CFB, and well-developed tube systems have not been reported both in CRB and DVP (Self et al. 1997, Bondre et al. 2004).

This work describes the occurrence of thin lobes formed by breakouts from large inflated sheet flows (dense flows). This scenario requires a highly efficient transport mechanism probably associated with tube systems (Swanson 1973, Self et al. 1998, Kauahikaua et al. 2003), but true tubes are not recognized in study area.

Alternatively, sheet-like preferred pathways (Hon et al. 1994, Keszthelyi and Self 1998) could have been responsible for the long-distance transport of lava. Similarly, several emplacement units may have been fed simultaneously from different

fissure segments from long vent systems (Keszthelyi et al. 1999). Volcanological studies in PCFB are just beginning and much more work is necessary before we can expect to fully understand emplacement mechanisms.

6. Conclusions

The study area consist of flows which, in general, can not be correlated over distances greater than 50 km; suggesting that flows in central PCFB are minor in length in comparison with CRB and DVP flows. This characteristic might be related to occurrence of highly compound pahoehoe flows and location of study area in relation to vents. However limitations like a lack of unique chemical and physical features in flows and limited exposure may currently be preventing more widespread correlation of flows.

Surface features and/or internal structures typical from pahoehoe lavas are observed in the study areas and features like inflation cracks, squeeze-ups and breakouts are indicative of inflation in these flows.

The predominance of P-type lobes in compound pahoehoe flows can be related to breakouts emerged from larger inflated sheet flows. The characteristics of these lobes, as compared to S-type, are indicate that lavas that form P-type was a relatively long residence enough to exsolve considerable vapor in lava distributor system before extrusion (Wilmouth and Walker 1993, Oze and Winter, 2005).

The nature of dense flows is obscured by the poor exposure and absence of distinctive internal structures. Observed basal contacts do not show a scouring of substrate and argue against a turbulent flow eruption model. Possibly the dense flows may constitute the core of large inflated flows and the compound pahoehoe flows are thin lobes (breakouts) at the end of large flows. More studies involving field work, textural analysis and geochemistry are needed to confirm this hypothesis.

The existence of compound pahoehoe flows and dense flows in study area requires an efficient magma transport with small heat loss. Tube systems or sheet-like preferred pathways could have been responsible for the long-distance transport of lava, but related structures are not recognized in study area.

The cores of lobes of compound flows are composed of vesicular basalt with diktytaxitic texture. The common occurrence of segregation structures suggests high residual water content in the inflated pahoehoe lavas from the central PCFB. More

volcanological studies are necessary to better determine the rheology of lavas and refine emplacement models.

Acknowledgements

We thank S. Self, N. Bondre, K. Hon and C. Solana for their valuable comments and constructive reviews.

References

- Anderson AT, Swihart GH., Artioli G, Geiger CA (1984) Segregations vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. *J. Geol.* 92: 55-72.
- Aubele JC, Crumpler LS, Elston WE (1988) Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35: 349-374.
- Belliemi G, Comin-Chiaramonti P, Marques LS, Melfi AJ, Piccirillo EM, Nardy AJR, Roisenberg A (1984) High- and Low Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrogenetic and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues. Jahrb. Mineral. Abh.* 150: 272-306.
- Bondre NR, Duraiswami A, Dole G (2004) Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. *Bull Volcanol* 66: 29-45.
- Calvari S, Pinkerton H (1998) Formation of lava tubes and extensive flow-field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *J. Geophys. Res.* 103: 27291-27301.
- Caroff M, Maury RC, Cotton J, Clément JP (2000) Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bull Volcanol.* 62: 171-187.
- Cashman KV, Mangan MT, Newman S (1994) Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 61: 45-68.
- Cashman KV, Kauahikaua JP (1997) Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows. *Geology* 25 419-422.
- Cashman KV, Thornber C, Kauahikaua, JP (1999) Cooling and cristalization of lava in open channels and the transition of pahoehoe lava to aa. *Bull Volcanol.* 61: 306-323.
- Duraiswami, RA, Bondre, N, Dole G, Phadnis VM, Kale, VS (2001) Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India. *Bull. Volcanol.* 63: 435-442.
- Duraiswami, RA, Bondre N, Dole G (2002) Morphology and structure of flow-lobe tumuli from Puni e Dhule areas, western Deccan Volcanic Province. *J. Geol. Soc. India* 60: 57-65.
- Duraiswami, RA, Dole G, Bondre N (2003) Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 121: 195-217.

- Fink JH, Fletcher RC (1978) Ropy pahoehoe surface folding of a viscous fluid. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4: 151-170.
- Goff F (1996) Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 71: 167-185.
- Helz R T, Heliker C, Hon K, Mangan M (2003) Thermal efficiency of lava tubes in the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption. *U.S Geol. Survey Prof. Paper 1676*, p. 105-120.
- Ho AM, Cashman KV (1997) Temperature constraints on the Ginkgo flow of the Columbia River Basalt Group. *Geology* 25: 403-406.
- Hon K, Kauahikaua J, Denlinger R, Mackay K (1994) Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 351-370.
- Hon K, Gansecki C, Kauahikaua J (2003) The transition from 'a' to pahoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption. *U.S Geol. Survey Prof. Paper 1676*, p. 89-103.
- Jerram D, Mountney N, Holzforster F, Stollhofen H (1999) Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *J. Geodynam.* 28: 393-418.
- Kauahikaua J, Sherrod DR, Cashman KV, Heliker C, Hon K, Mattox TN, Johnson J (2003) Hawaiian lava-flow dynamics during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption: A tale of two decades. *U.S Geol. Survey Prof. Paper 1676*, p. 63-88.
- Keszthelyi L (1995) A preliminary thermal budget for lava tubes on the Earth and planets. *J. Geophys. Res.* 100: 20411-20420.
- Keszthelyi L, Self S (1998) Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *J. Geophys. Res.* 103: 27447-27464.
- Keszthelyi L, Self S, Thordarson T (1999) Application of recent studies on the emplacement of basaltic lava flows to the Deccan Traps. In: Subbarao KV (ed) *Deccan flood basalts. Mem. Geol. Soc. India* 10: 485-520.
- Macdonald GA (1953) Pahoehoe, aa and block lava. *Am. J. Sci.* 251: 169-191.
- Mantovani MSM, Marques, LS, De Sousa MA, Civetta L, Atalla L, Innocenti F (1985) Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. *J. Petrol.*, 26: 187-209.
- Melfi AJ, Piccirillo EM, Nardy AJR (1988) Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin - an introduction. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects.* IAG-USP 1-13.
- Milner SC, Duncan AR, Whittingham AM, Ewart A (1995) Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69: 137-157.
- Oze C, Winter, JD (2005) The occurrence, vesiculation and solidification of dense blue glassy pahoehoe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142: 285-301.
- Peate DW (1997) The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) *Large Igneous Provinces, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 100: 217-245

- Peate DW, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM (1992) Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.* 55: 119-139.
- Peate DW, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM, Rogers NW, Turner SP (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. *J. Petrol.* 40: 451-473.
- Peterson DW, Tilling RI (1980) Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7: 271-293.
- Puffer JH, Horter DL (1993) Origin of pegmatitic segregation veins within flood basalts. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 105: 738-748.
- Renne PR, Ernesto M, Pacca IG, Coe RS, Glen JM, Prévot M, Perrin M (1992) The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258: 975-979.
- Richards, MA, Duncan RA, Coutillot V (1989) Flood basalts and hot spot tracks: plume head and tails. *Science* 246:103-107.
- Rowland, SK, Walker GPL (1987) Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava-structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bull. Volcanol.* 49: 631-641.
- Rowland, SK, Walker GPL (1990) Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull. Volcanol.* 52: 615-628.
- Scherer CMS (2002) Preservation of Aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49: 97-116.
- Self S, Thordarson T, Keszthelyi L (1997) Emplacement of continental flood basalts flows. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) *Large Igneous Provinces*, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 381-410.
- Self S, Keszthelyi L, Thordarson T (1998) The importance of pahoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 81-110.
- Shaw H, Swanson D , (1970) Eruption and flow rates of flood basalts. *Proc. Second Columbia River Basalt Symp.*, East Washington State College Press, Cheney, pp. 271-299.
- Solana MC, Kilburn CRJ, Rodrigues Badiola E, Aparicio A (2004) Fast emplacement of extensive pahoehoe flow-fields: the case of the 1736 flows from Montaña de las Nueces, Lanzarote. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132:189-207.
- Swanson DA (1973) Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 615-626.
- Thordason T, Self S (1998) The Roza member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? *J. Geophys. Res.* 103: 27411-27445.
- Tolan TL, Reidel SP, Beeson MH, Anderson JL, Fecht KR, Swanson DA (1989) Revisions to the estimate of the areal extent and volume of the Columbia River Basalt Group. *Volcanism and tectonism in the Columbia River Flood Basalt Province*, Reidel S.P. and Hooper P.R. (eds.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 239: 1-20.

Turner S, Regelous M, Kelley S, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM (1994) Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121: 333-348.

Walker GPL (1971) Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.* 35: 579-590.

Walker GPL (1987) Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas: their origin and potential as paleoslope indications. *Geology* 15: 84-87.

Walker GPL (1989) Spongy pahoehoe in Hawaii: A study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *Bull. Volcanol.* 51: 199-209.

Walker GPL (1991) Structure and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii. *Bull. Volcanol.* 53: 546-558.

White RS, McKenzie DA (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94: 7685-7729.

Wilmouth RA, Walker GPL (1993) P-Type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55: 129-142.

IV PEPERITE FORMED BY LAVA FLOWS OVER SEDIMENTS: AN EXAMPLE FROM THE CENTRAL PARANÁ CONTINENTAL FLOOD BASALTS, BRAZIL.

Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil.

Breno L. Waichel¹, Evandro F. de Lima², Carlos A. Sommer², Romulo Lubachesky²

1 Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE), Rua Universitária 1619, Cx.P. 701, CEP 85819-110, Cascavel, PR, Brazil

2 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

Abstract

Pahoehoe flows interbedded with sediments have been identified in the superior portion of Paraná Continental Flood Basalts (PCFB), west portion of Paraná State, southern Brazil. In study area peperite are generated by interaction between lava flows and wet lacustrine sediments (silt and clay). Evidence that the sediments were unconsolidated or poorly consolidated and wet when the lava flowed over them, includes vesiculated sediment, sediment in vesicles and fractures in lava flow and in juvenile clasts in the peperite and soft sediment deformation. Hydrodynamic mingling of lava and wet sediments (coarse mingling) is predominant and volcanic rocks and textures related to explosive phase of MFCI are not observed in study area. Locally centimeter-sized areas display direct contact between ash-sized juvenile clasts and sediments formed by collapse of vapor film. The textures of fluidal peperites in central PCFB indicate that the relevant factors that led to a coarse mingling between lava/sediment are: (1) lava properties (low viscosity) (2) fine grained, unconsolidated or poorly consolidated wet sediment and (3) a single episode of interaction between lava flows and sediment.

Keywords: Peperite, lava flow-sediment interaction, coarse mingling, subaerial volcanism, Paraná CFB.

1- Introduction

The term peperite can be used in a descriptive or genetic sense. De Goër et al. (1998) argues against the genetic use and according to Cas and Wright (1997) the term should be used with care and in a non-genetic, descriptive sense only, because of the diverse possible origins of deposits with peperitic textures and suggest a less genetic term “peperitic breccia”. Brooks et al. (1982), White et al. (2000) and Skilling et al. (2002) defend the use of the term peperite in a genetic sense. In this paper, because of the possibility of distinguishing between peperites and other breccia-like rocks, we use the term in a genetic sense, as defined by White et al. (2000): *Peperite (n): a genetic term applied to a rock formed essentially in situ by disintegration of magma intruding and mingling with unconsolidated or poorly consolidated, typically wet sediments. The term also refers to similar mixtures generated by the same processes operating at the contacts of lavas and hot pyroclastic flow deposits with such sediments.*

Peperites are commonly associated with intrusions in submarine sedimentary sequences (Brooks et al. 1982, Busby-Spera and White 1987, Goto and McPhie 1996, Doyle 2000, Dadd and Van Wagoner 2002, Kano 2002), lacustrine successions (Cas et al. 2001) and associated with lavas (Schmincke 1967, Rawlings et al. 1999, Jerram and Stollhofen 2002) and at the base of pyroclastic flow deposits (Leat 1985, Branney 1986) in subaerial successions.

The magma involved in formation of peperites can have a broad chemical variation, from basaltic to rhyolitic compositions (Skilling et al. 2002 and references therein) and sediments can vary from fine to coarse-grained (Busby-Spera and White 1987, Lorenz 1984, Squire and McPhie 2002).

This paper describes textures from peperites formed by pahoehoe lavas that flowed over wet lacustrine sediments (silt and clay) in the central Paraná Continental Flood Basalts (PCFB), and discusses the mechanisms involved.

2- Geological setting

The Paraná-Etendeka Igneous Province covers an area of c. 1.2×10^6 km² in South America and Africa, with an estimated volume of 1.0×10^6 km³. This province is spatially and temporally associated with the break-up of Gondwana and the opening of the South Atlantic in the early Cretaceous. Ar-Ar ages in PCFB samples range from

About 95% of the Paraná-Etendeka Igneous Province is located in South America, covering an area of 1,000,000 km² in Brazil, Paraguay, Argentina and Uruguay. The study region is located in the central area of the PCFB, in the western portion of Paraná State, Southern Brazil (Fig. 19).

The Serra Geral Formation of the PCFB is a succession of volcanic rocks with the maximum thickness of approximately 1,700 meters, composed mostly of tholeiitic basalts, with minor rhyolites and rhyodacites in the upper portion (Melfi et al. 1988). The basalts are divided into two groups on the basis of Ti contents; High Ti basalts (Hti, with TiO₂>2%) and Low Ti basalts (Lti, with TiO₂<2%) (Bellieni et al. 1984, Mantovani et al. 1985).

Peate et al. (1992) and Peate (1997) sub-divided the volcanic rocks into six magma types on the basis of major and trace elements abundance and/or ratios. The northern magmas are termed the Pitanga, Paranapanema and Ribeira types (Ti/Y>300) and the southern magmas are Gramado and Esmeralda types (Ti/Y<300). Locally HTi lavas (Uburici type) occur in the south and are contemporaneous with the Gramado type (Peate et al. 1999). In study area pahoehoe flows are tholeiites (Paranapanema type) with 48 to 53 % SiO₂.

The sedimentary rocks interbedded with lava flows and as host sediment to peperite in the study area are siltstones. Siltstones beds are lenticular (0.2-1 m thick) or thin layers up to 1.5 m thick. The contact with underlying lava flows is undulated, with sediments filling the irregularities generated in the surface of lava lobes. In some outcrops sediments fill fractures (inflation clefts) formed in the top of the flows.

Siltstone beds are massive or show planar bedding (1-3 cm thick). Bedding is normal graded with silt at the base and clay in the top. The siltstones are composed predominantly of quartz grains, with subordinate feldspar grains, clay and mica plates. The silt grains vary from angular to sub-rounded and the deposition probably occurred in a lacustrine environment, that was established in a brief period of quiescence in volcanism.

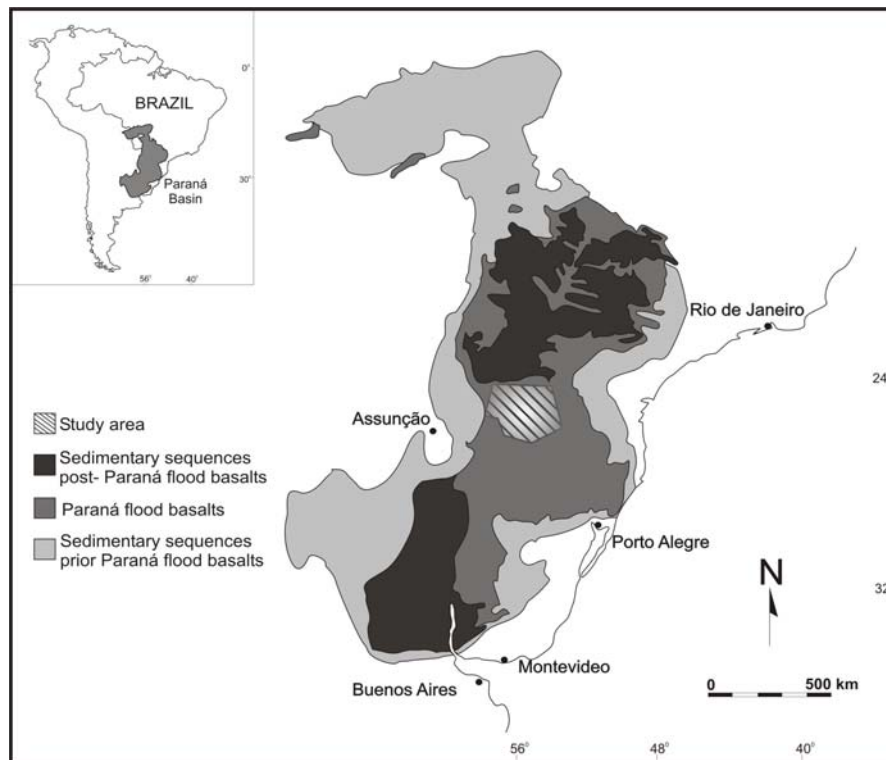


Figure 20 - Simplified geological map of Paraná Basin showing the Paraná flood basalts and the study area.

Pahoehoe flows have been identified within the central Paraná CFB based upon their morphology, surface features and internal zonation. Pahoehoe flows vary from compound flows, constituted by multiple thin lobes (0.5-2.0 m thick) until more thick lobes up to 35 m thicknesses. Surface features (e.g. ropes) and/or internal structure typical of pahoehoe lavas like inflation clefts, squeeze-ups, breakouts and P-type lobes with two levels of pipe vesicles are indicative of inflation in these flows. The pahoehoe flows are predominantly composed of P-type lobes formed by a long-lived, low rate eruption on shallow slopes. The presence of vesicular cores with diktytaxitic texture in the majority of lobes and the common occurrence of segregation structures suggest high volatile content in these lavas (Waichel et al. 2006).

3- Description of peperite

Peperites occur in many outcrops in central PCFB and four areas have been the focus of most of our studies: Toledo, Missal, Matelândia and Salto Caxias (Fig. 21)

Peperite domains in the study area can be divided in two types:

- Type 1: lenticular or dome form, with thickness up to 4 m and extent up to 80m. This type is probably formed when thin lava flows (up to 5 m thick)

interact with wet sediments that fill ponds generated in surface of underlying flows (Fig. 22a).

- Type 2: Layers with variable thickness (0.30-1.5 m) formed when thicker lavas (20-30m) flow over sediments. The interaction resulted in a variety of peperite types and structures in the upper part and on the surface of the sediment layer (Fig. 22b).

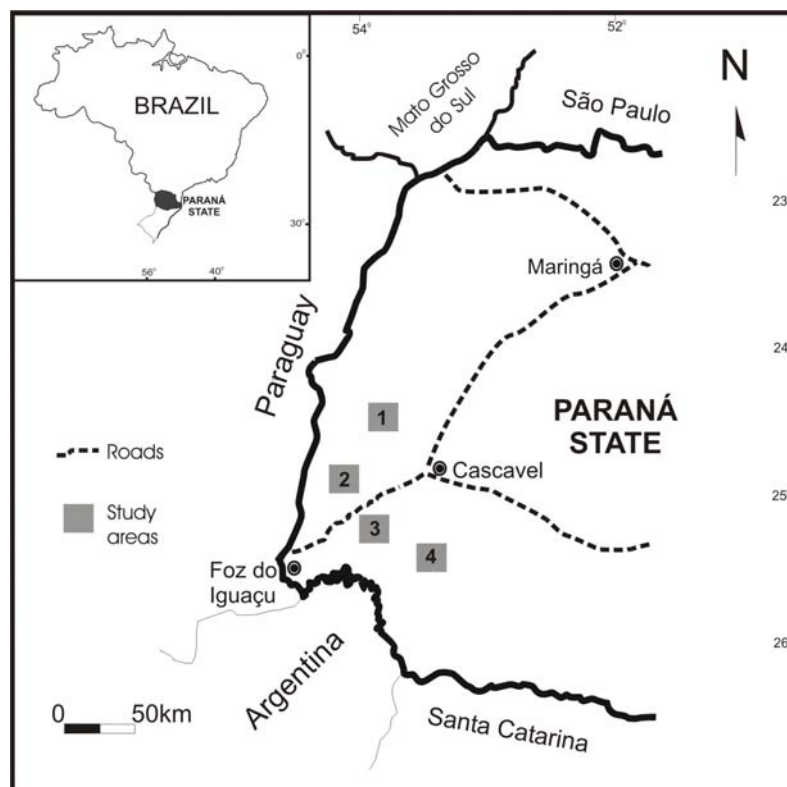


Figure 21 - Map with the location of principal occurrences of peperite in west portion of Paraná State, Southern Brazil. 1- Toledo, 2- Missal, 3- Matelândia and 4- Salto Caxias.

Based on the relative proportions of host sediment and juvenile clasts, peperites have been described as closed-packed or dispersed (Hanson and Wilson 1993). In domains of type 1, peperite is generally closed-packed.

The interaction between lava and host sediment is variable in peperite domains of type 2. In some localities, the mingling process is more efficient forming thick peperites (1.0-1.5 m). In these zones, closed-packed peperite (Fig. 23a) can be observed near the upper limit that grades to dispersed peperite in the interior of the sediment layer. In dispersed peperite the juvenile clasts have amoeboidal margins, vesicles filled with sediments and display a rough layering as a result of alignment of juvenile clasts

formed during interaction between thin lava lobes and sediment (Fig. 23b). Unstable interfaces in fine-grained wet sediments and sediment fluidization facilitates the introduction of lobes of lava and development of complex structures and textures (Kokelaar 1982, Hanson and Hargrove 1990).

Locally lava flowing over the sediment surface generated features recording motion of the lava, but no mingling occurred. The advance of lava like a sheet flow print grooves on the surface of sediment (Fig 24). The convex side of the marks indicates palaeoflow direction of the lava. In Toledo quarry the orientation of the marks ($n = 5$, $N020^{\circ}E$ to $N080^{\circ}E$) indicates that the upper lava flow was flowing towards NE.

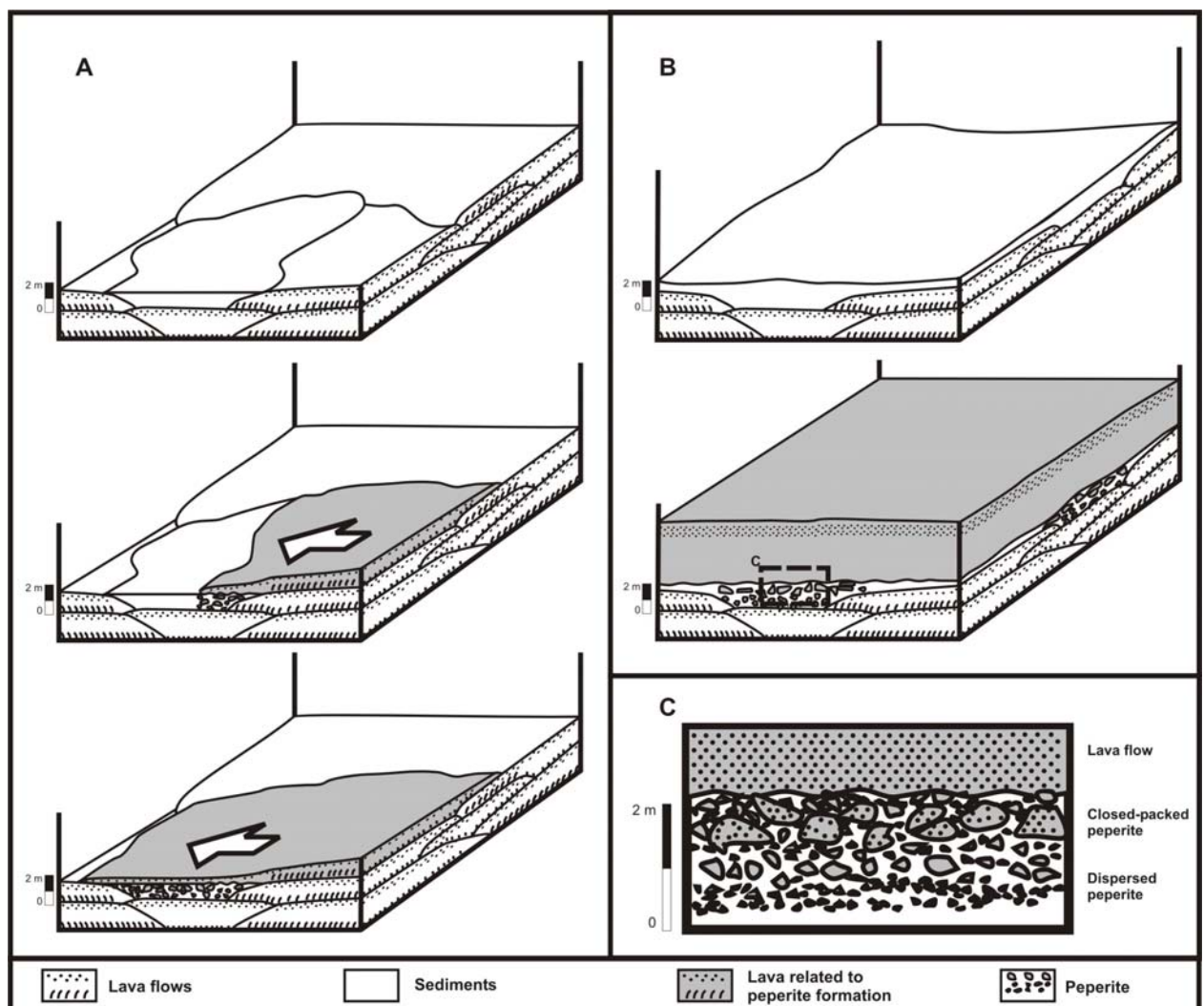


Figure 22 - Diagrams showing the formation of peperite in domain 1 (A) and domain 2 (B). (C) Schematic illustration of internal structures in peperite areas of domain 2.

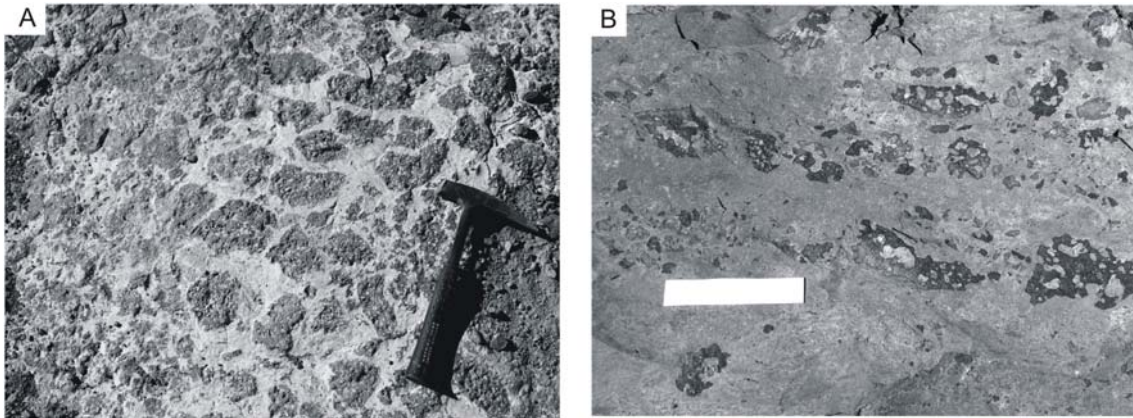


Figure 23 - (A) Closed-packed and (B) dispersed peperite in type 2 peperite domains. Hammer = 33cm, scale=5 cm.



Figure 24 - Marks generated by advance of lava flows in surface of sediment layer in Toledo quarry. Flow direction is left to right. Hammer = 33cm.

The variations in interaction observed can be related to two factors. The first factor is the original geometry of the sediment layer. The sediments are deposited over irregular flow tops and the ancient surface controls the geometry of the beds. In depressed areas the sediments accumulate more water and the mingling process was more efficient resulting in thicker peperites. In others areas the sediment was dry and

partially consolidated and lava only flow over generating marks, that are the mould of the base of advancing lava flow. The second factor is related to the lava flow velocity and slopes of ancient surface. In a subaerial volcanism the energy necessary to hydrodynamic mingling is provided by lava moving over the sediments. Greater slopes will generate more energy which will foster a coarse mingling process and the generation of thicker peperite layers.

Host sediment

Sediments involved in peperite formation are dominantly silt composed of grains of quartz, feldspar and mica (biotite) and minor clay. Sediments exhibit a sub-planar to planar lamination with internal gradation that is deformed in proximities of contacts with peperite domains (Fig. 25a). In portions not disturbed mica plates and clay are aligned and mark the lamination, in the proximities of lava bodies mica plates show a random orientation caused by fluidization in host sediment (Fig. 25b).

Evidence that the host sediments were unconsolidated or poorly consolidated and wet when lava flowed over; include vesiculated sediment, sediment in vesicles and fractures in the lava flow and in juvenile clasts in peperite and soft sediment deformation in peperite domain (Fig. 26).

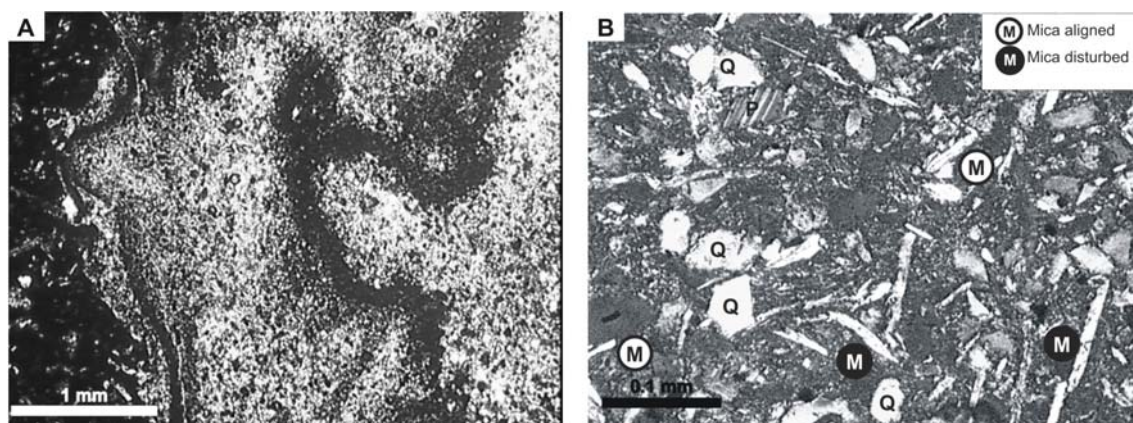


Figure 25 - (A) Sedimentary structures deformed in the proximity of juvenile igneous clast (left side). (B) Random orientation of mica plate, interpreted as due to sediment fluidization during peperite generation. Q= quartz, P= plagioclase, M= mica (biotite).

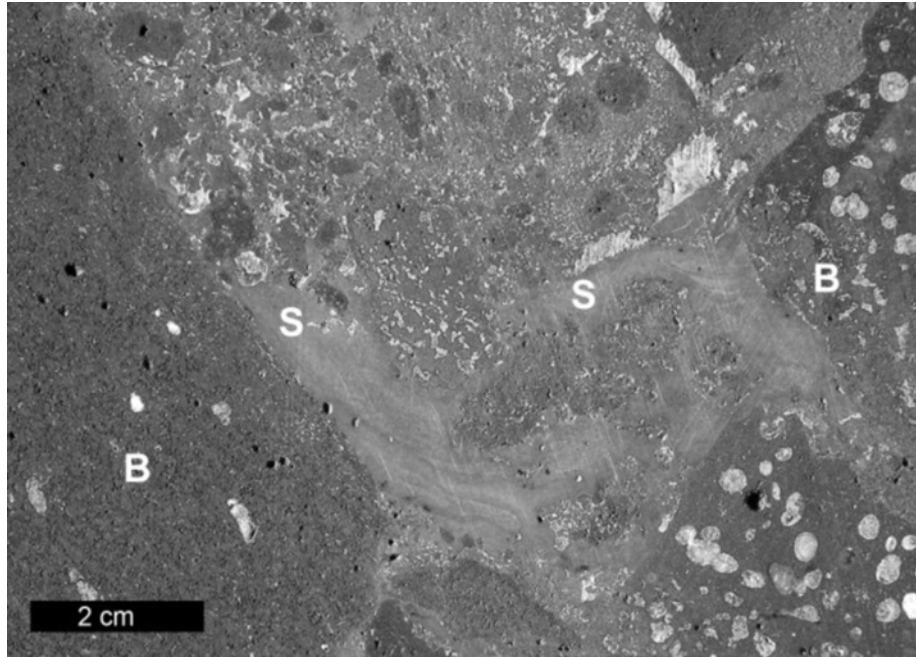


Figure 26 - Soft deformation of sedimentary structures in peperite domains. Lamination in sediment (S-light area in central portion) is deformed during interaction of lava and host sediment. B=basalt fragments.

Vesiculation of the sediments and soft sediment deformation are generally observed in sediment domains engulfed by lava (Fig. 27a). In these areas the sediments have been clearly baked hard. Nevertheless, textures related to recrystallization by contact metamorphism were not observed in thin-section. Near large fragments of sediment fractures of host basalt are filled by sediment (Fig. 27b). Fluidized sediment infills fractures in the overlying lava flows for up to 10m above the basal contact, in domain type 2 peperite.

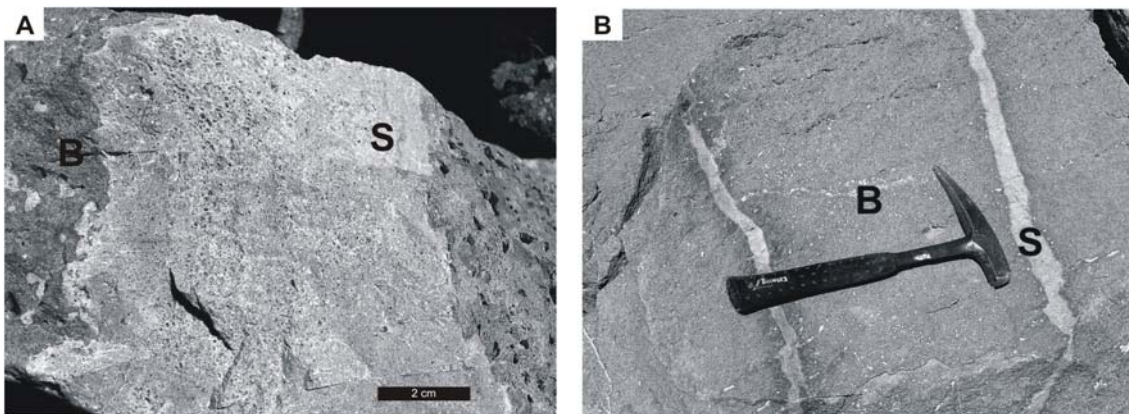


Figure 27 - (A) Vesicles in sediment domain (lighter color) engulfed by lava. Note vesicles filled with sediment in basalt (left bottom) (B) sediments filling fractures in basalt. B=basalt, S=sediment. Hammer=33cm.

Juvenile clasts

Juvenile clasts in peperite commonly have vesicles and cracks filled with sediments (Fig. 28a, b) and show a broad range in size varying to sub-millimeter to decimeter. Large clasts (centimeter to decimeter-size) generally have fluidal margins and are vesicular (Fig. 29a); smaller clasts (sub to millimeter-size) have sub-rounded to angular margins and some clasts show quenched rims (Fig. 29b).

Juvenile clasts are composed of lath-shaped plagioclase with minor pyroxene and olivine set in a glassy matrix. Glomeroporphyritic texture and swallow-tale plagioclase laths are often observed.

The vesicularity of juvenile clasts is variable. Large vesicles generally occur in the central part of large clasts and locally they are stretched indicating plastic deformation during emplacement, before complete cooling. The disruption of large fluidal juvenile clasts in minor ones is related to fragmentation in a ductile regime, this is a common structure in peperite in the study area.

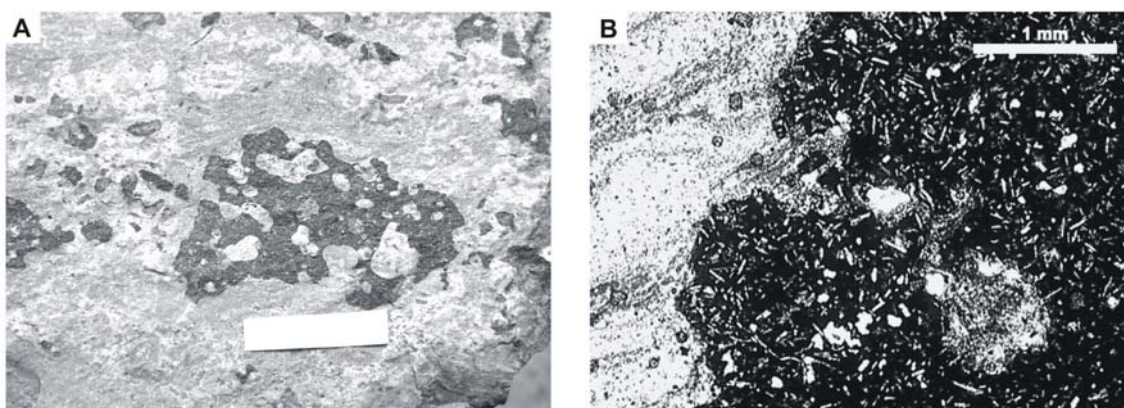


Figure 28 - (A) Vesicles filled with sediment in an igneous clast (scale=2cm). (B) Photomicrography showing sediment (lighter) filling cracks in an igneous clast (dark).

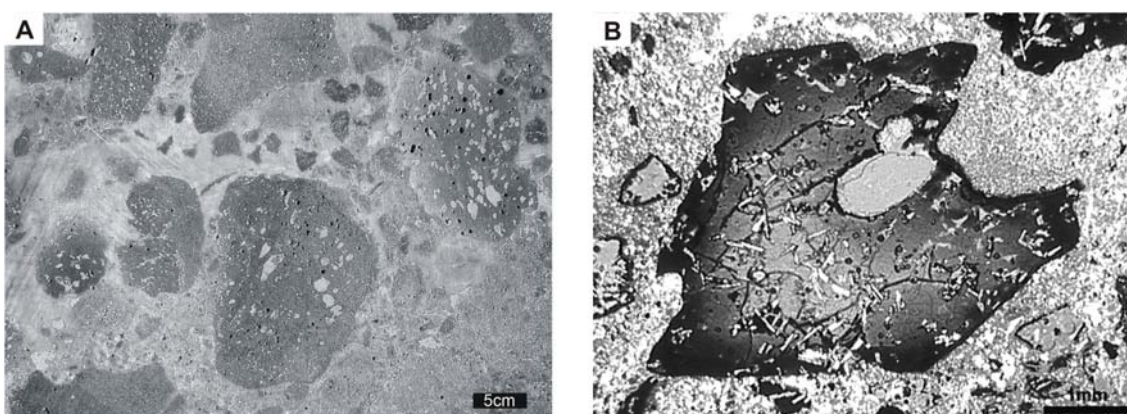


Figure 29 - (A) Large juvenile clasts showing fluidal margins and vesicles. (B) Photomicrography of minor juvenile clast with irregular margins and quenched rims.

Figure 29 - (A) Large juvenile clasts showing fluidal margins and vesicles. (B) Photomicrography of minor juvenile clast with irregular margins and quenched rims.

When the lava flowed over the sediments a lava tongue intrude the sediment and was disrupted in large juvenile clasts. During the coarse mingling these large juvenile clasts are fragmented in minor ones and some phases of this process are observed in a single peperite domain (Fig. 30a). The process starts with interaction between a large juvenile clast and sediment (Stage 1). In stage 2, movements inside the peperite domain lead to a creation of a local stress field in the central portion of the large juvenile clast (traced zone). Growth and coalescence of vesicles are observed in the two extremities of the large clast and reentrances of the peperite are observed on the borders (Fig.30a). In central zone of the large juvenile clast the growing of vesicles are inhibited and elongated vesicles are present in the transition of the central zone to extremities of the juvenile clast. In stage 3 large juvenile clast was disrupted in various minor juvenile clasts. The stage 4 shows the separation of new formed clasts. In outcrops, examples of these various stages can be observed and the figure 30b shows the stage 2.

Deformed vesicles indicate that the vesiculation process is active during the disruption of major juvenile clast. Local stress fields have importance in vesicle morphology and probably cause the inhibition in the growing of the vesicles in central zone of major clast.

Near the margins of some large fluidal juvenile clasts occur a complex mixture of ash-sized juvenile clasts and sediments. Clasts are vitreous and display planar to curve-planar margins (Fig. 31). This structure can be related to local instability and collapse of vapor films inducing a direct contact between juvenile clasts and sediments. The fragmentation of magma can be due to process like small steam explosion or quench fragmentation.

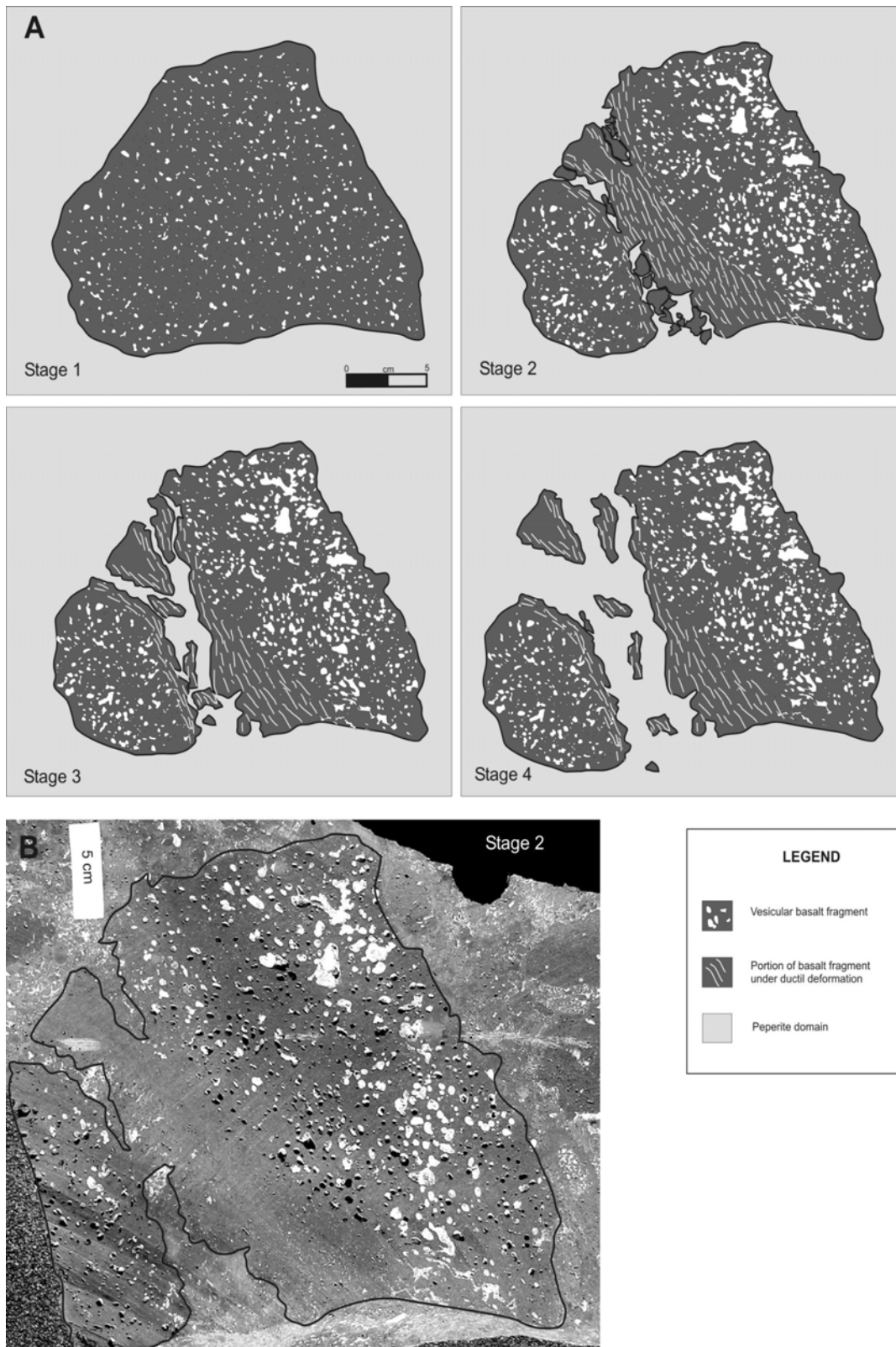


Figure 30 - (A) Schematic illustrations of fragmentation process of a large basaltic clast in peperite domain. (B) Photograph of a sample showing a frozen clast in the stage 2 of the process.



Figure 31 - Margin of large juvenile clast showing complex mixture between sediment and small igneous fragments generated by collapse of vapor films and direct contact between juvenile clasts and sediments. Scale = 2cm.

4 Discussion

The occurrence of lacustrine sediments, the interaction of lava flows with wet sediments and formation of peperite in study area are indicators of the palaeoenvironment during the effusion of central PCFB.

Lava-sediment interactions in dry depositional setting in basal portion of Paraná-Etendeka Igneous Province (Huab Basin, NW Namibia) are reported by Jerram and Stollhofen (2002). In PCFB breccia-like rocks formed by interaction between lava and underlying aeolian sediments (Botucatu Formation) in the base of volcanic pile are described by Petry et al. (2002).

The characteristics of the sediments in the study area indicate that climate changed from a desert at the basal portion of PCFB to a wet climate at the upper portion. In this phase intervals of quiescence in volcanism are marked by deposition of sediments in ponds established over the lava flows. According to Jerram and Widdowson (2005) these periods of quiescence occur at different times at different

places in continental flood provinces and these hiatuses typically occur over periods of $10-10^4$ years.

The reactivation of volcanic eruptions and extrusion of pahoehoe lava flows over fine-grained, unconsolidated or poorly consolidated and wet sediment promotes the interaction lava-sediment and formation of peperites.

Busby-Spera and White (1987) recognized two main textural types of peperite: fluidal and blocky peperite. The same authors suggest that fluidal peperites are more likely to develop when host sediments are fine-grained, well sorted and loosely packed. In these cases, sediment is more easily fluidized and vapor films can be maintained for more time at the magma-sediment interface and facilitate the disruption of magma and mixing of components.

Goto and McPhie (1996) described amoeboid apophyses to fluidal juvenile clasts in coarse grained and poorly sorted host sediments and concluded that other factors like magma viscosity and mode of emplacement of magma affect the peperite formation. According these authors magmas with low viscosity and high temperature emplaced in a single event will facilitate the formation of fluidal peperites.

Fluidal peperites in central PCFB are associated with pahoehoe lavas that are similar to many Hawaiian lavas (Waichel et al. 2006) and were probably extruded with a similar low viscosity (10^1-10^3 Pa s, McBirney and Murase 1984) and eruption temperature near-liquidus of $\sim 1150^\circ\text{C}$ (Helz and Thornber 1987, Cashman et al. 1999).

It is suggested that relatively low viscosity magma and a single magma emplacement event within fine-grained, loosely packed and wet sediments is largely responsible for mingling of fluidal igneous clasts and sediments in the central PCFB.

The advance of lava flows over the sediment and the interaction process, with lava tongues intruding the sediment and posterior hydrodynamic mingling of juvenile clasts and sediment are a single emplacement event forming a single peperite domain.

In domain type 1 where thin lava flow interacted with minor sediment volume that fill ponds in surface of underlying flows, the coarse mingling was facilitated by high velocity of the flow and can occur the quasi-total mixture of components, after the peperite domain was covered by a new flow.

In domain type 2 more thick lava flowed over sediment layer and peperite formation occur in proximities of the contact. The lava flow properties (magma composition, viscosity, eruption rate), the palaeotopography and the characteristics of

the sediment (lithification and water content) controls the formation of this peperite domain.

The interaction between magma/lava with water or wet sediments is named molten fuel coolant interactions-MFCI (Dullforce et al. 1976, Theofanous 1986). The magma (fuel) is hot, with temperatures causing the vaporization of water or water in sediments interstices (coolant). The formation of a film of vapor at the fuel-coolant interface inhibits the rapid transfer of heat to the coolant. This effect called *Leidenfrost effect* is observed in experimental and natural volcanic settings (Mills 1984). Development of MFCI explosivity is dependent upon collapse of this vapor film (White 1996).

Following Zimanowski et al. (1997, 1997a) explosive MFCI consists of a four-stage process: (1) hydrodynamic mixing phase with premixing of water and melt under stable film boiling conditions; (2) a trigger phase with quasi-coherent quantitative vapor film collapse in the premix leading to direct contact between melt and water; (3) a fine fragmentation phase and (4) a vaporization and expansion phase.

The confining pressure is another important factor in the formation of the central PCFB peperites. Interaction of lava and wet sediment at atmospheric pressure (~0,1 MPa) affect the stability of vapor films, vaporization and expansion of interstitial fluids. Surface conditions induce a decrease in the stability of vapor films in comparison with shallow intrusion peperites as illustrated by low-pressure experimental models (Henry and Myazaki 1978). On the other hand, vaporization and expansion of interstitial fluid is facilitated by low confining pressure coupled with the unconsolidated and fine-grained nature of host sediment. These characteristics probably contribute to complete vaporization of fluids in peperites and absence of explosive MFCI.

The volume and textures of peperites in central PCFB are indicative of formation of stable vapor films during the coarse mingling phase, despite the atmospheric conditions. The low permeability of fine-grained sediment contributes to maintaining of vapor films at the juvenile clasts-sediment interface, facilitating the formation of fluidal peperites (Busby-Spera and White 1987).

The interactions described in this paper involve basic magma at surface conditions and wet sediments and in this natural volcanic scenario occurs a process of coarse mingling, analogous to experimental hydrodynamic mixing phase from Zimanowski et al. (1997).

MFCI experimental results have showed that the intensity of explosion depends on the water/melt ratio and on the differential flow speed. In experiments maximal explosion intensity occurs with water/melt ratios of 0.03-0.04 and differential flow speed of 3-5 m/s (Zimanowski et al. 1997). For phreatomagmatic volcanic eruptions calculated optimal overall water/magma mass ratio is between 0.2 and 0.3 (Wohletz and Sheridan 1983). However, White (1996) suggests the calculation of water/melt ratios is probably unrealistic for most phreatomagmatic eruptions because of the effects of impure coolants and aspects of the vent environment.

In peperite domain the characteristics of prior-interaction sediments (e.g. porosity and water saturation) are difficult or impossible to calculate and variations in these properties influence the inferred water/melt ratio. Considering this aspect and the difficult to estimate the volume of peperite in study area, the calculation of water/melt ratios is precluded.

The velocity of lavas over sediments provides the energy and heat flow transfer promotes fluidization and formation of vapor films along the fragments leading to coarse mingling. Other factors, like magma rheology, velocity of advancing flows, sediment properties and palaeotopography are important in formation and volume of peperite domains. Large peperite domains in study area are formed when lava advances rapidly and interacts with unconsolidated wet sediments deposited in depressed regions in ancient topography.

Volcanic rocks and textures related to explosive phase of MFCI are not observed in study area. Locally centimeter-sized areas display direct contact between ash-sized juvenile clasts and sediments. The collapse of vapor film is related to film instabilities (Wohletz 1986) or a passage of a shock wave (Zimanowsky et al. 1991, Yamamoto 1994). Apparently the local collapses of vapor film in a large clast margin do not cause the quasi-coherent collapse of all vapor films in peperite domain like observed in experimental studies (see Frölich 1991, Zimanowski et al. 1995) and neighboring large clasts do not show direct contact between juvenile clasts and sediment. This fact can be related to heterogeneities during the peperite formation, like differences in lava temperature and sediments properties common in volcanic settings.

The dynamics of interaction between lava flows and sediments in central PCFB and the formation of peperites in a non-explosive coarse mingling event is shown in figure 32.

OCCURENCE OF NON-EXPLOSIVE COARSE MINGLING

Conditions: mingling of impure coolant (sediment+water) with large volume of lavas in surface conditions

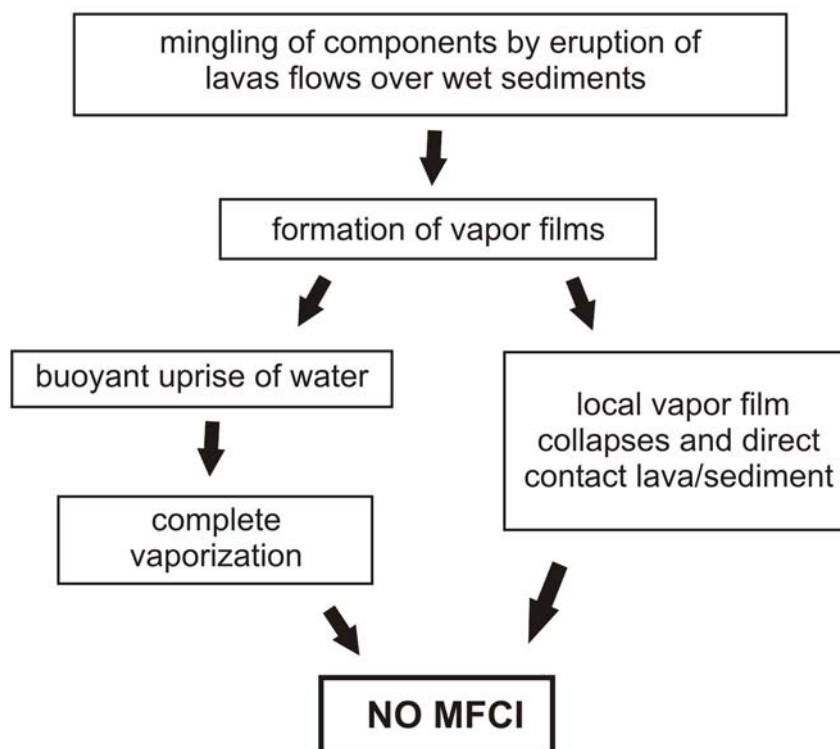


Figure 32 - Occurrence of non-explosive coarse mingling. Diagram proposing the dynamics of interaction between pahoehoe lavas flows and wet sediments and peperites formation. The formation of vapor films and vaporization of fluids prevent explosive MFCI. In another case the local collapse of vapor film cause direct contact lava/sediment, but the energy generated is not enough to trigger fine fragmentation in large scale.

5 Conclusion

The peperites of central PCFB (west portion of Paraná State) are formed by interactions between lava flows overriding wet sediments (silt and clay). The lacustrine sediments in the study area indicate that climate changed from a desert at the basal portion of PCFB to a wet climate at the upper portion. In this phase intervals of quiescence in volcanism are marked by deposition of sediments in ponds established over the lava flows.

Two domains of peperite are observed: Type 1 with lenticular or dome form and thickness up to 4m and extent up to 80m. This type are generated when thin lava flows

(up to 5 m thick) interact with wet sediments that fill ponds on the surface of the underlying flows. Type 2 peperites have variable thickness (0.30-1.5 m) and are formed when thicker lavas (20-30 m) flow over sediments layers.

Evidence that the host sediments were unconsolidated or poorly consolidated and wet when lava flowed over; include vesiculated sediment, sediment in vesicles and fractures in lava flow and in juvenile clasts in peperite and soft sediment deformation.

The disruption of large fluidal juvenile clasts into smaller ones is within the ductile regime. This is a common feature of the peperites in the study area, and indicates that formation of vapor films along magma-sediments contacts was efficient and facilitated the mingling. The low permeability of fine-grained sediment, in which vapor films could be maintained at the juvenile clasts-sediment interface, facilitates the mingling and the formation of fluidal peperites (Busby-Spera and White 1987).

Volcanic rocks and textures related to explosive phase of MFCI are not observed in study area. Locally centimeter-sized areas display direct contact between ash-sized juvenile clasts and sediments formed by collapse of vapor film, related to film instabilities (Wohletz 1986) or a passage of a shock wave (Zimanowsky et al. 1991, Yamamoto 1994).

The textures of fluidal peperites in central PCFB indicate that the relevant factors which led to a coarse mingling between lava/sediment are: (1) lava flow properties (low viscosity), (2) a fine grained, unconsolidated or poorly consolidated wet sediments, (3) a single episode of interaction between lava flows and sediment. In this scenario the peperite are formed at the base of advancing flow and inflation process of the flow and extrusion of new flows did not disturb the peperite.

Acknowledgements

We thank Ian Skilling and Dougal A. Jerram for helpful reviews and comments.

References

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): Petrogenetic and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues. Jahrb. Mineral. Abh.*, 150, 272-306.

- Branney, M., 1986. Isolated pods of subaqueous welded ash-flow tuff: a distal facies of the Capel Curig Volcanic Formation (Ordovician), North Wales. *Geol Mag.* 123, 589-590.
- Brooks, E. R., Wood, M. M., Garbutt, P.L., 1982. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elswell Formation, northern Sierra Nevada, California. *Geol Soc. Am. Bull.* 93, 1208-1231.
- Busby-Spera, C.J., White J.D.L., 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bull. Volcanol.* 49, 765-775.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1997. *Volcanic successions: modern and ancient.* London, Allen & Unwin, p. 487.
- Cas R.A.F., Edgar, C., Allen, R.L., Bull, S., Clifford, B.A., Giordano, G., Wright, J.V., 2001. Influence of magmatism and tectonics on sedimentation in an extensional lake basin: the Upper Devonian Bunga Beds, Boyd Volcanic Complex, southeastern Australia. In: White, J.D.L., Riggs, N.R. (Eds.), *Volcanoclastic Sedimentation in Lacustrine Settings.* Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 30, 83-108.
- Cashman, K.V. Thornber, C., Kauahikaua, J.P., 1999. Cooling and cristalization of lava in open channels and the transition of pahoehoe lava to aa. *Bull Volcanol.* 61, 306-323.
- Dadd, K.A., Van Wagoner, N.A., 2002. Magma composition and viscosity controls on peperite texture; an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling.* *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 63-80.
- De Goër, A., Vincent, P., Camus, G., 1998. Must we still use the term “peperite”? A review of the type peperites of Scrope, In Limagne, France. IAVCEI Int. Volcanol. Congress, Cape Tow, Abstracts, p. 16.
- Doyle, M.G., 2000. Clast shape and textural associations in peperite as a guide to hydromagmatic interactions: Upper Permian basaltic and basaltic andesite examples from Kiama, Australia. *Aust. J. Earth Sci.* 47, 167-177.
- Dullforce, T.A., Buchanan, D.J., Peckover, R.S. 1976. Self-triggering of small-scaale fuel coolant interactions, I. Experiments. *J. appl. Phys.* 9, 1295-1302.
- Frölich, G. 1991. Propagation of fuel-coolant interactions in multi-jet experiments with molten tin. *Nucl. Eng. Des.*, 131: 209-2211.
- Goto, Y., McPhie, J., 1996. A Miocene basanite peperitic dyke at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 111-120.
- Hanson, R.E., Hargrove, U.S., 1990. Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California. *Bull Volcanol.* 60, 610-626.
- Hanson, R.E., Wilson, T.J., 1993. Large-scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 247-264.
- Helz, R., Thornber, C., 1987. Geothermometry of Kilauea Iki lava lake. *Bull Volcanol.* 49, 651-668.
- Henry, R.E., Miyazaki, K. 1978. Effects of system pressure on the bubble growth from highly superheated water droplets. In: Bankoff, S.G. (Ed.), *Topics in two-phase transfer and flow.* American Society of Mechanical Engineers, New York, pp. 1-10.

- Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava/sediment interaction in desert settings: are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 114, 231-249.
- Jerram, D.A., Widdowson, M. 2005. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos* 79, 385-405.
- Kano, K., 2002. Middle Miocene volcanoclastic diques at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan: fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of synvolcanic andesites dikes. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 114, 81-94.
- Kokelaar, B.P., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J Geol. Soc. London* 139, 211-33.
- Leat, P.T., 1985. Interaction of a rheomorphic peralkaline ash-flow tuff and underlying deposits, Menengai Volcano, Kenya. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 26, 131-145.
- Lorenz, B.E., 1984. Mud-magma interactions in the Dunnage Mélange, Newfoundland. In: Kokelaar, B.P., Howells, M. (Eds.), *Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 16, 271-277.
- McBirney, A., Murase, T. 1984. Rheological properties of magmas. *Annual. Rev. of Earth and Planet. Sci.* 12, 337-357.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S, De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F., 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. *J. Petrol.*, 26, 187-209.
- Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R., 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. IAG-USP 1-13.
- Mills, A.A. 1984. Pillow lavas and the Leidenfrost effect. *J. Geol. Soc. London*, 1411, 183-186.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Whittingham, A.M., Ewart, A., 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 137-157.
- Peate, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney, M. Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces*, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100, 217-245
- Peate, D. W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.* 55, 119-139.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 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. *J. Petrol* 40 (451-473).

- Rawlings, D.J., Watkeys, M.K., Sweeney, R.J., 1999. Peperitic upper margin of an invasive flow, Karoo flood basalt province, northern Lebombo. *S. Afr. J. Geol.* 102, 377-383.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258, 975-979.
- Schmincke, H.U., 1967. Fused tuff and peperites in south-central Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 319-330.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 1-17.
- Squire, R.J., McPhie, J., 2002. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 114, 45-61.
- Theofanous, T.G., 1986. The study of steam explosion in nuclear systems. *Nucl. Eng. Des.* 155, 1-26
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 333-348.
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A. 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bull. Volcanol.* 68, 599-610.
- White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 155-1170.
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I.P., 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62, 65-66.
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: thermodynamics explosion mechanisms and field studies. *Bull. Volcanol.* 48, 245-264.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. 1983. Hydrovolcanic explosions II: Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am J. Sci.*, 283: 385-413.
- Yamamoto, T., 1994. Phreatomagmatic explosions: basic problems of dynamic interactions between magma and water. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, 43, 63-72.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., Lorenz, V., 1991. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 341-358.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., Schürmann, S., Lorenz, V., 1995. High temperature entrapment explosions in a transparent system. *Proc. NSF/ISPS AMIGO-IMI Seminar*, Santa Barbara, Calif., pp. 193-200.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, H.G., 1997. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosion volcanism. *J. Geophys. Res.* 102, 803-814.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V. 1997a. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull. Volcanol.* 58, 491-495.

V TIPOS DE DERRAME E RECONHECIMENTO DE ESTRUTURAS NOS BASALTOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL – TERMINOLOGIA E ASPECTOS DE CAMPO

Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral – Terminologia e aspectos de campo

Breno Leitão Waichel¹, Evandro Fernandes de Lima², Carlos Augusto Sommer²

¹ Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Rua Universitária 1619, 85819-110, Cascavel, Brasil. breno@unioeste.br

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Brasil. evandro.lima@ufrgs.br

Resumo

Estudos sobre a morfologia e origem das estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral (FSG), realizados na porção oeste do estado do Paraná, determinaram a identificação de derrames do tipo *pahoehoe* e *'a'a*, com o predomínio de *pahoehoe* simples e compostos. Esta classificação foi originalmente aplicada no estudo de basaltos do Arquipélago Hawaiano sendo posteriormente utilizada nas Províncias Basálticas Continentais do Columbia River e do Deccan. Na FSG verificou-se que os derrames compostos são formados por lobos do tipo P (*pipe*) e do tipo S (*spongy*). Diversas feições de superfície originadas em derrames *pahoehoe* e *'a'a* estão bem preservadas. Os derrames possuem extensão lateral de até 50 km e podem ser divididos em três porções em relação ao conduto: proximal, mediana e distal. Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos (40-70 m) e possuem a crosta superior e o núcleo maciço bem delimitado. Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples com espessura entre 20 e 30 m, localmente ocorrem derrames compostos. Na porção distal predominam derrames compostos de até 5 m de espessura, formados por lobos. A geração de derrames tipo *pahoehoe* inflados sugerem baixas taxas de erupção na geração dos basaltos do oeste do Paraná. Dados preliminares indicam um período de 33 meses para a geração de fluxos inflados com 25 metros de espessura.

Abstract

Studies focusing the flow morphology and structures in the basalts of Serra Geral Formation (west of Paraná State, Brazil) had allowed to identification of pahoehoe e 'a'a flows, with predominance of simple and compound pahoehoe. This terminology was created in the Hawaiian Archipelago and later applied in the Continental Flood Basalts of the Columbia River and the Deccan, and also can be used in the investigation of the Serra Geral Formation. The compound pahoehoe flows are formed by P-type (pipe) and S-type (spongy) lobes. Surface features related with the pahoehoe and 'a'a flows are well preserved, despite the low potential of preservation. The flows have lateral extension of up to 50 km and can be divided in three portions in relation to the conduit: proximal, medium and distal. In the proximal portion the flows are thick (40-70 m) and possess the superior crust and the well delimited massive core. In the medium portion predominate simple pahoehoe flows with thickness between 20 and 30 m, locally occur compound pahoehoe. In the distal portion predominate compound flows (up to 5 m thick) formed by multiple lobes. The emplacement of the pahoehoe inflated flows in the studied area suggests a low eruption rates. Estimative of the effusive activity that fed the flows may take place over 33 months to flows with 25 m thickness.

KEY WORDS: pahoehoe, 'a'a , Serra Geral Formation

I. INTRODUÇÃO

Estudos sobre as características morfológicas e estruturas de derrames de Províncias Basálticas Continentais (PBCs) são fundamentais na interpretação da dinâmica e volume dos fluxos de lava, na identificação dos tipos de depósitos gerados e na determinação das conseqüências ambientais relacionadas. Este enfoque em geral é negligenciado em relação a uma abordagem geoquímica e geocronológica no estudo do PBCs. Estes métodos geralmente não levam em conta a morfologia e a estruturação dos derrames, dificultando, desta forma, as tentativas de correlações estratigráficas e uma melhor percepção do impacto paleo-ambiental causado por estes mega eventos vulcânicos.

O presente trabalho reúne dados de campo, obtidos na porção oeste do estado do Paraná, referentes às distintas morfologias dos derrames e diversas estruturas dos basaltos da Formação Serra Geral (FSG). O tratamento deste conjunto de dados visa uniformizar uma terminologia para ser aplicada na investigação dos derrames da FSG. Para evitar a proliferação de termos e conceitos a presente proposta utiliza expressões e definições consagradas em outras províncias vulcânicas com características semelhantes, especialmente do Arquipélago Hawaiano e da PBC do Columbia River e do Deccan.

II. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Basáltica Continental (PBC) Paraná-Etendeka ocupa uma área de aproximadamente $1,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ na América do Sul e África e tem sua origem vinculada a fragmentação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior.

Cerca de 90% da PBC Paraná-Etendeka está localizada na América do Sul, recobrando uma área de $1.200.000 \text{ km}^2$ no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, com um volume estimado de 800.000 km^3 (Melfi et al. 1988). A área de estudo deste trabalho localiza-se na porção oeste do estado do Paraná, região sul do Brasil (FIG.33).

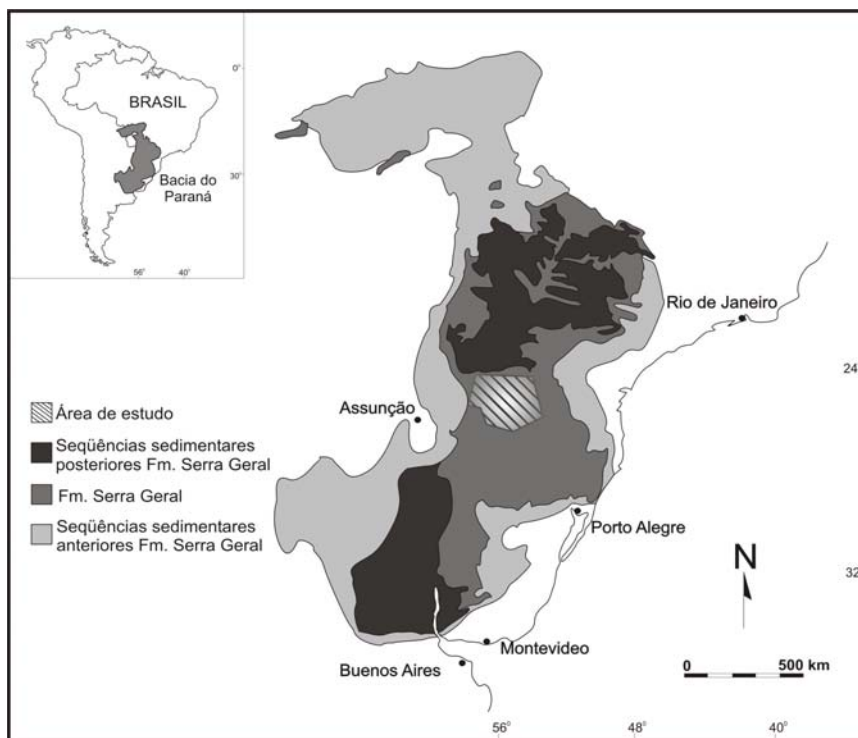


Figura 33 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área em estudo.

No Brasil esta seqüência é referida estratigraficamente como Formação Serra Geral (FSG) que é composta por uma sucessão de derrames básicos com uma espessura máxima de cerca de 1.700 metros, na qual ocorre a predominância de basaltos de afinidade toleítica (Melfi et al. 1988).

Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em amostras da FSG indicam idades entre 138 a 125 Ma, com o clímax do vulcanismo entre 133 e 129 Ma (Renne et al. 1992; Turner et al. 1994; Milner et al. 1995, Mincato 2000).

De acordo com diversos autores (Bellieni et al. 1984, Mantovani et al. 1985) os basaltos são divididos em dois grupos com base no conteúdo de Ti: basaltos alto Ti com teores de $\text{TiO}_2 > 2\%$ e basaltos baixo Ti com teores inferiores a 2%.

Baseado na abundância de elementos maiores, elementos-traço e razões entre elementos-traço as rochas vulcânicas foram subdivididas por Peate et al. (1992) e Peate (1997) em seis magmas-tipo. Estes foram denominados de Pitanga, Paranapanema e Ribeira, possuem razões $\text{Ti/Y} > 300$ e um posicionamento na porção norte da província. Os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici têm razões $\text{Ti/Y} < 300$ e ocorrem na porção sul.

Estudos de natureza física realizados na FSG realizados por Waichel et al. (2006) na porção oeste do Paraná permitiram a identificação de derrames do tipo *pahoehoe*, associados com derrames maciços, no porção superior da FSG. Os derrames *pahoehoe* ocorrem como fluxos compostos, formados por múltiplos lobos (0,5-2,0 m de espessura) e como fluxos simples com até 35 m de espessura.

Os trabalhos realizados na porção oeste do Paraná permitiram organizar a estruturação do derrames em três zonas, crosta inferior, núcleo e crosta superior típicas de lavas *pahoehoe*. Na crosta superior são freqüentes feições de superfície tipo cordas. Os derrames *pahoehoe* são predominantemente compostos por lobos do tipo P (*pipes*) que são gerados por baixas taxas de erupção em superfícies com um baixo ângulo de inclinação (Wilmouth & Walker 1993). A presença de estruturas de segregação e de vesículas na porção central dos derrames, juntamente com a presença de microvesículas entre os cristais de plagioclásio e piroxênio, definida como textura diktitaxítica, é indicativa de um alto conteúdo de voláteis no magma gerador destes derrames (Goff, 1996).

III. TIPOS DE DERRAMES BASÁLTICOS

De acordo com Macdonald (1953) os derrames basálticos podem ser distinguidos, com base nas feições de superfície e estruturas, em *pahoehoe*, 'a'a e lava em bloco.

Derrames *pahoehoe* são identificados por suas superfícies lisas, onduladas ou em corda e por uma estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior (Macdonald, 1953, Aubele et al. 1988). A dinâmica dos fluxos *pahoehoe* envolve inicialmente um avanço na forma de lobos com pequena espessura, onde a crosta superior é rapidamente formada, podendo ser posteriormente inflado se a superfície de base possuir baixa inclinação (Hon et al. 1994).

Os derrames 'a'a são caracterizados por topo e base escoriáceos, vesículas alongadas e por reentrâncias das zonas escoriáceas na porção central maciça em função do avanço do derrame (Macdonald 1953, Kilburn 1990). Derrames deste tipo são formados quando a lava é transportada em canais abertos, em geral associada a altas taxas de erupção (Macdonald 1953, Pinkerton & Sparks, 1976, Rowland & Walker 1990).

Lavas em bloco possuem uma porção superior formada por fragmentos angulosos que apresentam superfícies lisas e dimensões regulares, sendo os fragmentos frequentemente poliedrais (Macdonald 1953). Lavas em bloco são geralmente formadas por magmas com maior viscosidade, de composição andesítica, dacítica ou riolítica (Schmimcke 2004).

IV. TERMINOLOGIA E ASPECTOS DE CAMPO

A terminologia utilizada na descrição dos tipos de derrames basálticos e das estruturas relacionadas é fundamentada na investigação de fluxos de lavas ativos, contatando-se um predomínio de expressões e definições cunhadas no Hawaii. A grande variedade de termos descritivos utilizados por diversos autores faz com que expressões distintas sejam referidas para estruturas semelhantes.

Estes termos são também utilizados no estudo de províncias basálticas continentais, apesar da cautela requerida para a utilização direta em seqüências mais antigas. Outro aspecto a ser considerado é que a dinâmica do vulcanismo gerador das PBC provavelmente foi diferente em alguns aspectos do vulcanismo havaiano.

Muitos dos termos descritivos citados na literatura foram propostos a partir da comparação com estruturas ou morfologias de objetos conhecidos. Dada à origem inglesa destas expressões, optamos pela tradução literal destas, mantendo a expressão original ao lado do termo em português. Exceção foi feita em relação aos termos *pahoehoe* e *'a'a*, de origem havaiana, para os quais a grafia original foi mantida.

IV.1 - Produtos eruptivos

Lobo (*flow lobe*)

Expressão utilizada para descrever pequenos corpos de lava, com forma de lobo em planta, que geralmente apresentam bordas resfriadas. Na FSG Guidicini (1970) descreveu subdivisões nos derrames denominadas pelo autor de “derrames secundários”, posteriormente Moler & Cabrera (1976) utilizaram o termo “subderrames” para estas estruturas. Os termos utilizados por estes autores são equivalentes aos lobos.

Na porção oeste do Paraná identificou-ser lobos do tipo S (*spongy*, Walker 1989) e do tipo P (*pipe vesicle*- Wilmouth & Walker 1993), sendo o uso do termo restrito aos lobos que podem ser delineados em afloramento (FIG. 33a).

Lobos do tipo S são caracterizados pela distribuição homogênea das vesículas, enquanto que os do tipo P possuem vesículas em forma de tubo (*pipes*) na base e bordas maciças. O tipo P equivale aos derrames *pahoehoe* densos e vítreos (*dense glassy pahoehoe*) descritos por Hon et al. (1994).

A dinâmica de erupção os lobos do tipo P envolve temperaturas de extrusão inferiores aos do tipo S, gerando lobos com bordas vítreas e porções centrais com maior cristalinidade. Estas características indicam que os lobos do tipo P são formados a partir de magmas com um maior tempo de residência antes da extrusão. Este intervalo de tempo favoreceu a exsolução dos voláteis presentes no magma (Wilmouth & Walker 1993, Oze & Winter 2005). Alternativamente Hon et al. (1994) sugerem que os *pahoehoe* densos e vítreos (lobos tipo P) podem ser gerados por lavas pressurizadas, onde a crosta vítrea e densa aumentaria a pressão interna do lobo dissolvendo os voláteis presentes e inibindo a formação de vesículas.

Segundo Self et al. (1997) os lobos das PBCs possuem dimensões de dezenas de centímetros até vários quilômetros. Na PBC do Columbia River este termo é utilizado para lobos com grande extensão, superfície de topo plana e espessura de até 50 m. Hon et al (1994) denominaram estes lobos de *sheet flows*, tendo em vista que estes derrames possuem grande extensão e são produzidos por uma única e contínua efusão. A distinção entre *sheet flows* e lobos não é clara, em vista disto, a expressão lobo é utilizada na FSG somente quando estas feições podem ser delimitadas em afloramento.

O avanço dos lobos pode ser marcado pela formação de feições projetadas semelhantes a dedos (*toes*), que são lobos com pequenas dimensões. Na área estudada estas estruturas foram também preservadas (FIG..33b).

Derrame (*lava flow*)

Expressão utilizada para descrever um derrame gerado por uma única e contínua efusão. Na área estudada a estimativa correta da espessura de cada derrame é prejudicada pela descontinuidade de exposição entre os afloramentos. Os derrames atingem até 70 m de espessura e podem ser ter sido gerados pela aglutinação de vários lobos (derrame composto) ou por um lobo único (derrame simples). Identificou-se os dois tipos, onde o tipo simples ocorre nas zonas proximais de emissão evoluindo,

dependendo do caso, para um conjunto de lobos (derrame composto) na porção mais distal.

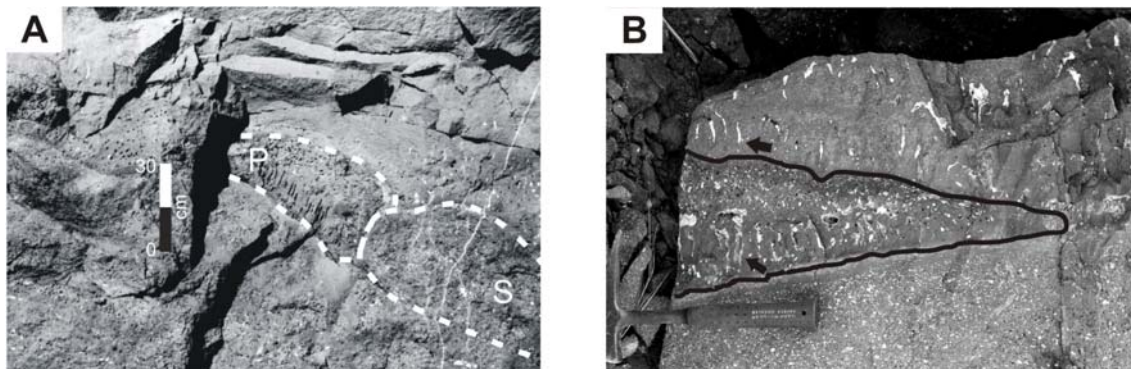


Figura 34 - A) Lobos do tipo P e do tipo S; B) Projeção de lobos de pequena dimensão formando feições semelhante a dedos (*toes*) em seção longitudinal ao avanço da lava. Setas marcando as vesículas do tipo *pipe*.

Campo de derrames (*flow field*)

Termo utilizado para denominar um conjunto de derrames gerados por um evento eruptivo. Campos de derrames não foram separados na área investigada, possivelmente em função da escala de trabalho, pois esta unidade é, em geral, identificada em escala regional. Considerando a grande extensão, o volume da FSG e a intensa atividade vulcânica é plausível a ocorrência deste tipo de unidade. A análise de perfis de raio gama em poços profundos pode ser uma ferramenta útil para a delimitação dos campos de derrames.

IV.2 -Feições de superfície

As feições de superfície de um derrame refletem a situação da crosta superior após a sua imediata solidificação e são relacionadas às condições vigentes do fluxo ativo de lava abaixo da crosta (Kilburn 1990). Estas feições marcam as características do fluxo naquele momento. Modificações de natureza química, variações na taxa de erupção, oscilações do relevo e variações da taxa de deformação implicam em mudanças nas feições de superfície geradas (Macdonald 1953; Peterson & Tilling 1980).

Derrames *pahoehoe* e 'a'a são diferenciados a partir das feições de superfície, tendo em vista os diferentes mecanismos de geração destas estruturas (Kilburn 1990). De acordo com Rowland & Walker (1990) os derrames *pahoehoe* formam-se com baixa taxa de efusão ($< 5-10 \text{ m}^3/\text{s}$) enquanto os do tipo 'a'a são gerados por taxas superiores ($>5-10 \text{ m}^3/\text{s}$).

No Haváí os derrames *pahoehoe* geralmente ocorrem nas porções próximas ao conduto e transformam-se em 'a'a na região distal (Macdonald 1953; Peterson & Tiling 1980). Lipman & Banks (1987) observaram que feições de superfície de um derrame simples do vulcão Mauna Loa exibe tipicamente *pahoehoe* na porção proximal, seguida de *pahoehoe* em placas para 'a'a na porção distal

A transição de *pahoehoe* para 'a'a até recentemente tida como irreversível (Macdonald 1953; Peterson & Tiling 1980, Kilburn 1981), tem sido questionada por Hon et al. (2003), que sugerem condições reversíveis para lavas com temperaturas entre 1.125 e 1.140° C , que podem produzir tanto crostas *pahoehoe* e 'a'a, dependendo da taxa de deformação.

Depósitos proximais (spatter)

Em vulcões basálticos os depósitos proximais são formados pela ejeção de fragmentos de lava que são amalgamados e solidificados quando atingem a superfície. Este conjunto de bombas e lápilis formam os depósitos de respingos (*spatter*), podendo ocorrer nas proximidades de um conduto circular (*spatter cone*) ou em fissuras (*spatter rampart*).

O reconhecimento de depósitos proximais em seqüências antigas é importante para a determinação da localização e tipo de conduto. Este tipo de depósito foi identificado em três afloramentos na porção oeste do Paraná (FIG. 35a).

Pahoehoe

Nos derrames *pahoehoe* as superfícies são lisas, onduladas ou em cordas. Estas últimas se formam quando a fina crosta do derrame, ainda flexível, é deformada devido ao movimento da lava (Fink & Fletcher 1978). Segundo Hon et al. (1994), cerca de 20-30-% das superfícies dos derrames *pahoehoe* do Haváí possuem feições do tipo corda. Na área estudada feições superficiais em corda são geralmente associadas com lobos formadores de derrames compostos. Padrões em corda com excelente estado de

preservação podem ser observados em blocos rolados (FIG. 35b) e em seções verticais (FIG. 35c).

Feições do tipo corda em festões (FIG. 35d, *ropy festons*) são geradas quando a crosta flexível é dobrada, sendo esta feição relacionada ao aumento do suprimento de lava na porção frontal do derrame ou a quebra brusca da topografia (Fink & Fletcher 1978)

Pahoehoe do tipo pasta de dente (toothpaste pahoehoe)

Dados obtidos por Rowland & Walker (1987) sugerem que lavas *pahoehoe* do tipo pasta de dente (*toothpaste pahoehoe*) representam a transição *pahoehoe* típicas para 'a'a. Feições de superfície do tipo pasta de dente foram identificadas na área estudada (FIG. 35e) e as principais diferenças em relação as *pahoehoe* são as superfícies com sulcos (ranhuras) longitudinais orientadas paralelamente a direção de movimento da lava; a superfície recoberta de pequenos espinhos e ondulações transversais de escala maior que as cordas.

Pahoehoe em placas (slabby pahoehoe)

Fragmentos de superfícies com lava em corda podem ser englobados durante o movimento da lava subjacente formando *pahoehoe* em placas (Peterson & Tilling 1980). Na área estudada as lavas *pahoehoe* em placa são geralmente associadas a derrames compostos formados por pequenos lobos tipo P. As placas podem apresentar orientações variáveis e de forma localizada pode-se observar o processo de fragmentação (FIG. 35f).

A ocorrência de *pahoehoe* em placa pode ser relacionada aos estágios iniciais da transição de lava *pahoehoe* para 'a'a (Peterson & Tilling 1980, Rowland & Walker 1987) ou a geração de lobos (Hon et al. 1994), que emergem da porção frontal de derrames espessos (*breakouts*).

No caso investigado a associação de *pahoehoe* em placa com pequenos lobos (*breakouts*) e a ausência de lavas 'a'a nas proximidades, sugerem que estas feições estejam relacionadas à formação de lobos na porção frontal de derrames.

Bolhas de gás (gas blisters)

Na superfície de lavas *pahoehoe* ocorrem também bolhas formadas pela liberação e expansão de gases vulcânicos para a superfície dos derrames. Estas bolhas são formadas por finas paredes vítreas e o acúmulo de gases pode gerar estruturas de rompimento, como as observadas na área (FIG. 35g).

'a'a

Derrames *'a'a* são relativamente raros em PBCs, sendo descritos no Columbia River nas proximidades das áreas de conduto (Swanson & Wright, 1980; Reidel, 1983). De acordo com Self et al (1997) poucos derrames da PBC do Columbia River podem ser considerados verdadeiros *'a'a* tendo em vista a ausência de uma zona escoriácea na base.

A ocorrência de derrames *'a'a* na área estudada é rara, sugerindo uma contribuição subordinada deste tipo de derrame na sucessão vulcânica da porção oeste do Paraná. Entretanto, estudos de detalhe são necessários para determinar a importância deste tipo de derrame para a seqüência vulcânica da FSG.

Os derrames definidos como *'a'a* possuem espessuras de até 50 cm, são geralmente incompletos, com uma zona escoriácea no topo e a porção central maciça (FIG. 35h). A zona de base é raramente observada, porém a ocorrência de reentrâncias da zona de topo na porção central maciça sugere que estes derrames sejam do tipo *'a'a*.

V. DISCUSSÃO

As PBCs são formadas por um grande número de derrames, gerados durante um curto período de tempo em ambiente continental (Self et al. 1998). Várias PBCs são associadas temporalmente com mudanças ambientais globais e extinções em massa (Courtilot et al. 1986, Stothers & Rampino 1990, Wignall, 2001) e a identificação do estilo eruptivo destas seqüências vulcânicas são determinantes para a avaliação do impacto ambiental.

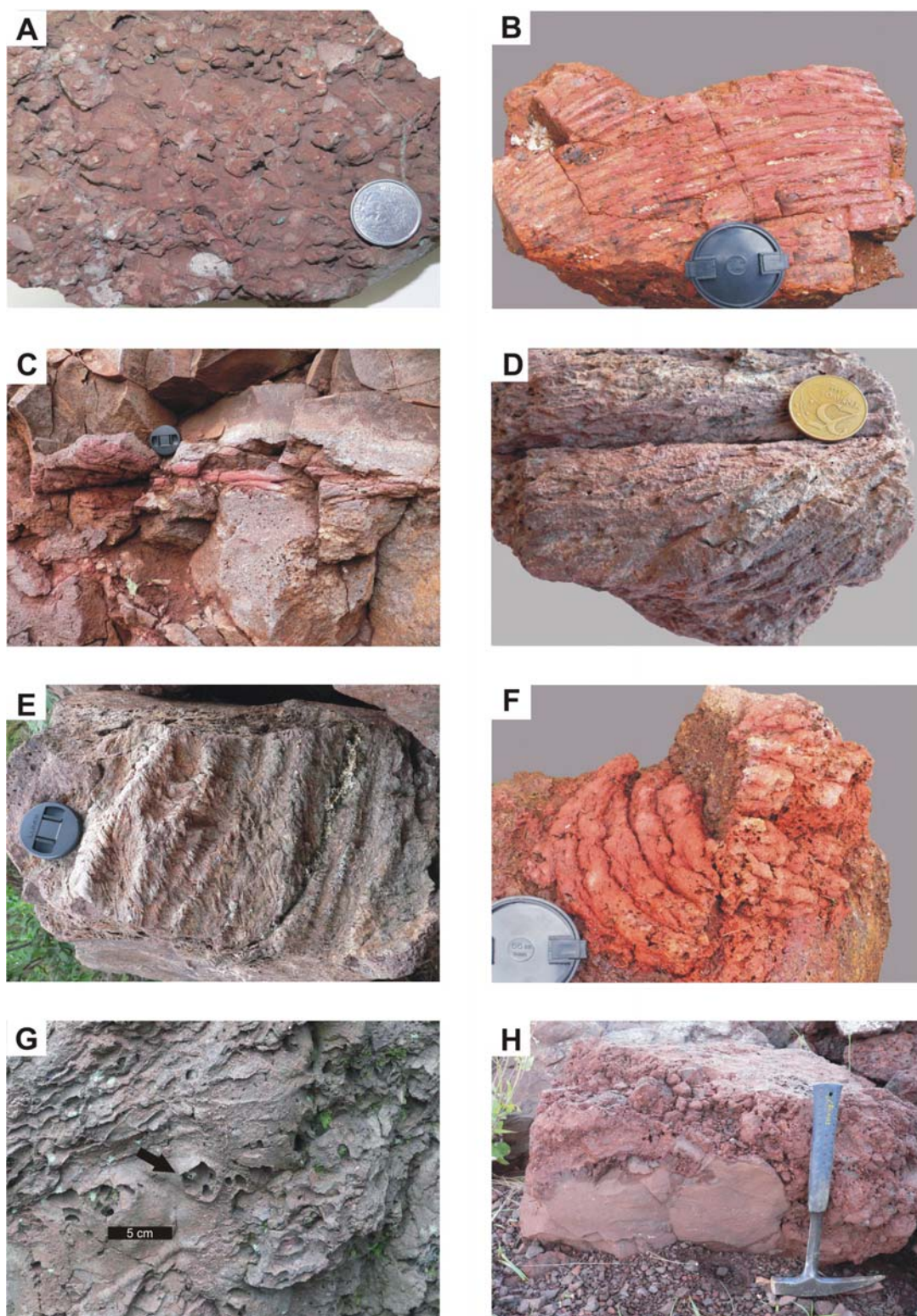


Figura 35 - (A) depósito do tipo *spatter*, (B) lava em corda, (C) lava em corda em perfil vertical, (D) superfície com corda em festões, (E) superfície com *pahoehoe* tipo pasta-de-dente, com as ranhuras paralelas ao sentido do fluxo e ondulações transversais, sentido para a direita, (F) detalhe do processo de fragmentação da superfície em corda formando *pahoehoe* em placas, (G) superfície lisa de *pahoehoe* com feição preservada de uma bolha de gás (seta), (H) lava tipo 'a'a com porção superior escoriácea e núcleo maciço.

A erupção dos basaltos continentais foi primeiramente explicada por um modelo utilizando fluxos turbulentos, que requeria taxas de erupção extremamente altas (Shaw & Swanson, 1970). Estudos recentes propõem um modelo envolvendo fluxos inflados com taxas de erupção menores (Hon et al. 1994; Self et al. 1997, 1998). Este modelo é baseado no reconhecimento de fluxos compostos do tipo *pahoehoe* em PBCs, como no Columbia River Basalts (CRB) e no Deccan. Segundo Hon et al. (1994) a erupção dos derrames basálticos ocorreria durante meses ou anos, atenuando desta forma os efeitos ambientais.

Na porção oeste do Paraná predomina os derrames do tipo *pahoehoe* simples e compostos, que exibem características típicas de fluxos inflados como: a estruturação interna (crosta superior, núcleo e zona inferior); fraturas geradas pela inflação na crosta superior, por vezes preenchidas por injeções de lava (*squeeze-ups*) e pela presença de lobos pouco espessos na porção frontal de derrames inflados (Waichel et al. 2006). Estimativas do tempo de duração da atividade eruptiva que inflaram os derrames e lobos variam de poucas horas até vários meses, sendo que em um derrame com 12 m de crosta superior o tempo obtido foi de 33 meses (Waichel et al. 2006). Estes dados sugerem que a erupção dos derrames na área estudada podem ter ocorrido no intervalo de meses ou anos diminuindo o impacto ambiental causado.

Estudos abordando o vulcanismo físico em outras áreas da FSG são necessários para uma melhor estimativa da duração do vulcanismo. A maioria dos trabalhos que tratam da FSG focaliza a geoquímica de rocha e isotópica, em geral organizando os dados em nível regional, onde os aspectos referentes a estruturas e tipos de derrame têm caráter subordinado.

A amostragem dos trabalhos de petrologia da FSG é concentrada na porção maciça dos derrames, que corresponde à porção central destes, onde supostamente as amostras não apresentam modificações significativas em relação à composição original. Este fato explica a baixa frequência de bibliografia abordando os tipos de derrames e estruturas internas da FSG, apesar deste vulcanismo representar uma das maiores províncias basálticas do mundo. Outros aspectos como a falta de exposição e a descontinuidade dos afloramentos também não encorajam investigações sobre este tema. Apesar destas dificuldades pode-se no oeste do Paraná distinguir derrames do tipo 'a' e *pahoehoe*, sendo estes últimos do tipo simples e composto.

As feições de superfície são identificadas especialmente nos derrames são compostos, onde o número de superfícies expostas é maior do que nos tipos simples.

Os derrames da porção oeste do Paraná possuem extensões laterais de até 50 km (Waichel et al. 2006) e podem ser subdivididos em porções proximais, medianas e distais (FIG. 36). O reconhecimento destas porções se baseia no tipo do derrame (*pahoehoe* ou 'a'a), espessura, natureza do derrame (simples/composto) e nas estruturas internas.

Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos, possuem uma crosta superior e um núcleo maciço que compõem quase todo o derrame. Derrames completos não foram observados no campo, possivelmente devido à espessura destes que são da ordem de 40 a 70 m. Estes derrames compõem uma unidade de resfriamento única caracterizando, portanto um derrame simples.

Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples com espessura entre 20 e 30 m. Constatou-se que em alguns locais os derrames exibem uma natureza composta subordinada formando alguns lobos.

Na porção distal, que marca a frente de avanço do derrame, predominam derrames compostos de até 5 m de espessura, formados por lobos de pequena espessura (<2 m).

A natureza fissural da erupção e o tipo de estruturação dos derrames devem ser considerados em correlações estratigráficas na FSG. A condição fissural do vulcanismo impõe diferentes volumes de emissão de lavas ao longo de uma mesma fissura, limitando desta forma a largura dos derrames. Nas áreas onde os condutos são paralelos as lavas podem convergir colocando lado a lado derrames de fácies similares ou repetir um mesmo tipo de fácies. Quanto a estruturação deve-se atentar que os derrames podem atingir distâncias da ordem de 50 km mudando as estruturas internas e diminuindo de espessuras em direção as porções distais.

Correlações estratigráficas entre fácies que utilizam cotas altimétricas podem estar correlacionando porções centrais de unidades distintas, que podem ou não pertencer ao mesmo campo de derrames.

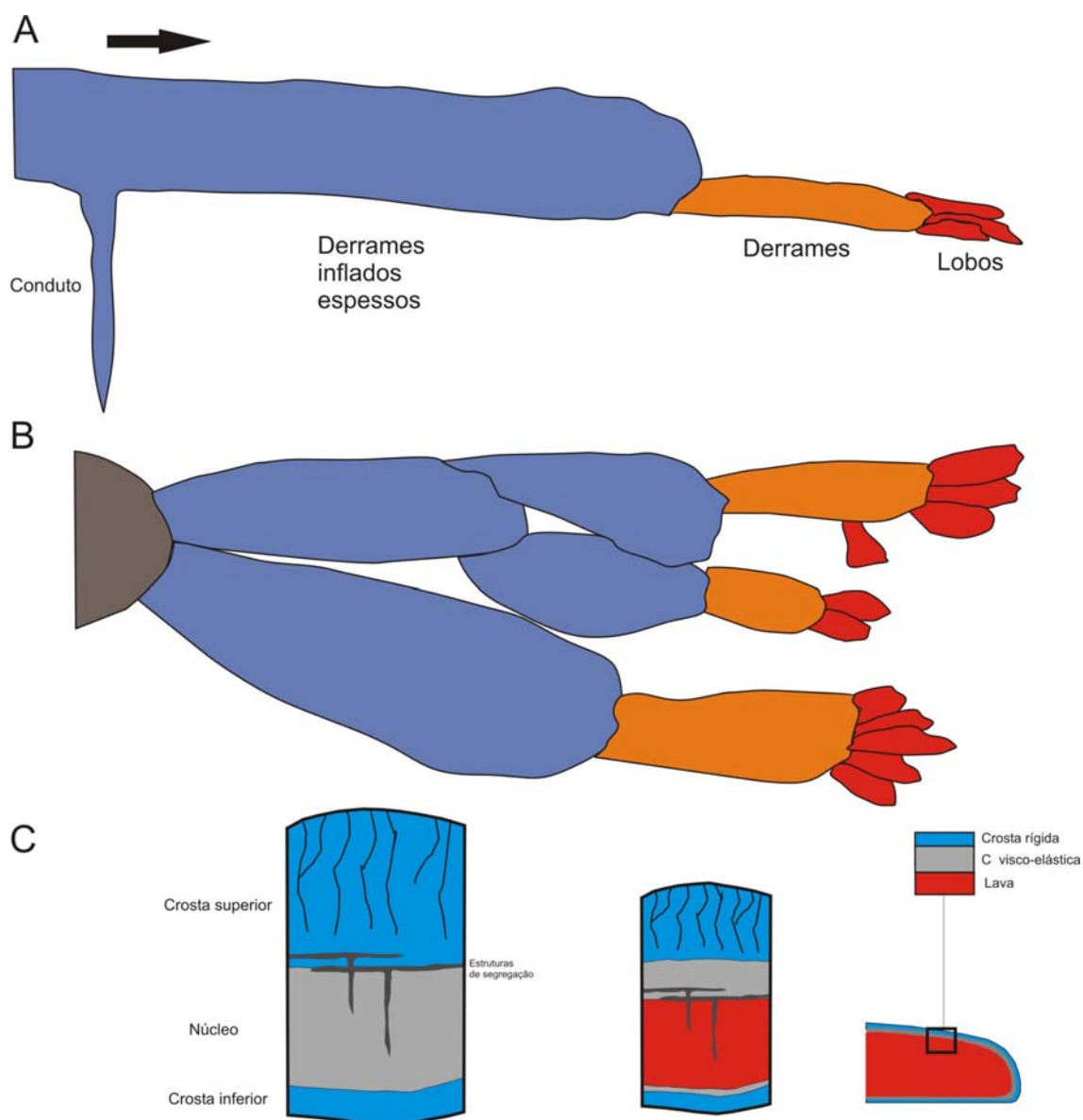


Figura 36 - Estruturação dos derrames da FSG na porção oeste do Paraná mostrando a divisão em porção proximal, mediana e distal em perfil lateral (A) e em planta (B); (C) estrutura interna ao longo do derrame.

V. CONCLUSÕES

Estudos realizados na FSG na porção oeste do Paraná permitem as seguintes conclusões:

1. a morfologia dos derrames e diversas estruturas identificadas nos basaltos da FSG permitem classifica-los como dos tipos *pahoehoe* e *'a'a*.
2. predominam os derrames do tipo *pahoehoe* simples e compostos.
3. o uso da terminologia utilizada para a descrição dos tipos de derrames e das estruturas de fluxos de lavas ativos (Hawaii), mostrou-se apropriada para os trabalhos de campo desenvolvidos na FSG;
4. foram identificados lobos e derrames na área estudada. Os lobos do tipo P (*pipe*), possuem vesículas em forma *pipes* na base e bordas maciças e os do tipo S (*spongy*) são caracterizados pela distribuição homogênea das vesículas. A utilização dos termos S e P deve ser restrita aos lobos que podem ser delineados em afloramento.
5. as diversas feições de superfície relacionadas com derrames *pahoehoe* e *'a'a* e tipos associados (*pahoehoe* tipo pasta de dente e em placas) encontram-se bem preservadas na área e são de fácil reconhecimento;
6. os derrames possuem extensão lateral de até 50 km e podem ser divididos em relação ao conduto em três porções: proximal, mediana e distal. Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos (40-70 m), possuem a crosta superior e o núcleo maciço bem delimitado. Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples com espessura entre 20 e 30 m, localmente ocorrem derrames compostos. Na porção distal, que marca a frente de avanço do derrame, predominam derrames compostos de até 5 m de espessura, formados por lobos de pequena espessura (<2 m).
7. o vulcanismo na área caracterizou-se por baixas taxas de erupção, responsáveis pela geração de derrames tipo *pahoehoe*. Estimativas realizadas por Waichel et al. (2006) em derrames selecionados na área (25 metros de espessura) indicam um período de tempo da ordem de 33 meses para a formação de um fluxo inflado

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aubele, J.C.; Crumpler, L.S. & Elston, W.E. 1988. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35:349-374.
- 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): Petrogenetic and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues. Jahrb. Mineral. Abh.* 150:272-306.
- Courtilot, V.; Besse, J.; Vandamme, D.; Montigny, R.; Jaeger, J.J. & Cappetta, H. 1986. Deccan flood basalts at the cretaceous/Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 80:361-374.
- Fink, J.H. & Fletcher, R.C. Ropy *pahoehoe* surface folding of a viscous fluid. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 151-170, 1978.
- Guidicini, G. 1970. Derrames secundários em basaltos. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19 (1) 91-93.
- Goff, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71:167-185.
- Hon, K.; Kauahikaua, J.; Denlinger, R. & Mackay, K. 1994. Emplacement and inflation of *pahoehoe* sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106: 351-370.
- Kilburn, C. 1981. *Pahoehoe* and aa lavas: a discussion and continuation of the model of Peterson and Tilling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11(2-4):373-389.
- Kilburn, C. 1990. Surfaces of Aa flows-fields on Mount Etna, Sicily: Morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. Fink, J.H. (ed.) *Lava Flows and Domes*, Berlin, Springer-Verlag, p. 129-156.
- Lipman, P.W. & Banks, N.G. Aa flow dynamics, Mauna Loa, 1984. Decker, R.W.; Wright, T.L. and Stauffer, P.H. (eds.). *US Geological Survey Prof. Paper* 1350(2): 1527-1567.
- Macdonald G.A. (1953) *Pahoehoe*, aa and block lava. *American Journal of Science* 251(3):169-191.
- Mantovani, M.S.M.; Marques, L.S.; De Sousa, M.A.; Civetta, L.; Atalla, L. & Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. *Journal of Petrology* 26:187-209.
- Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M. & Nardy, A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. IAG-USP 1-13.

- Milner, S.C.; Duncan, A.R.; Whittingham, 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.
- Mincato, R.L. 2000. Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná. São Paulo. 172p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.
- Moler, W.A. & Cabrera J.G. 1976. Características de fundações sobre rochas basálticas. In: Congresso Brasileiro de Geologia e Engenharia, 1, 1976, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 197-216.
- Oze C. & Winter, J.D. 2005. The occurrence, vesiculation and solidification of dense blue glassy *pahoehoe*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142:285-301.
- Pinkerton, H. & Sparks, R.S.J. 1976. The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: A case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1:176-182.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 217-245
- Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* 55:119-139.
- Reidel, S. P. 1983. Stratigraphy and petrogenesis of the Grande Ronde basalt from the deep canyon country of Washington, Oregon and Idaho. *Geological Society of America Bulletin* 94:519-542.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M. & Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258:975-979.
- Rowland, S.K. & Walker, G.P.L. 1987. Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava-structural type transitional between *pahoehoe* and aa. *Bulletin of Volcanology* 49(4):631-64.
- Rowland, S.K. & Walker, G.P.L. 1990. *Pahoehoe* and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology* 52 (8):631-64.
- Schmincke, H.U. 2004. *Volcanism*. Berlin, Springer-Verlag, 324 p.
- Swanson, D.; Wright, T.L.; Hooper, P.R. & Bentley, R.D. 1979. Revisions in stratigraphic nomenclature of the Columbia River Basalt Group. *US Geological Survey Bulletin* 1457-G, 59p.
- Self, S.; Thordarson, T.; & Keszthelyi, L. 1997. Emplacement of continental flood basalts flows. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 381-410.
- Self, S.; Keszthelyi, L. & Thordarson, T. 1998. The importance of *pahoehoe*. *Annual Reviews Earth Planetary Science* 26:81-110.

Shaw, H. & Swanson, D. 1970. Eruption and flow rates of flood basalts. Second Columbia River Basalt Symposium, 1970, Cheney, Washington. Proceedings.... Cheney, pp. 271-299.

Stothers, R.B. & Rampino, M.R. 1990. Periodicity in flood basalts, mass extinctions and impacts: a statistical view and a model. Geological Soc. of America Special Paper 242:9-18.

Peterson, D.W. & Tilling, R.I. 1980. Transition of basaltic lava from *pahoehoe* to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. Journal of Volcanology and Geothermal Research 7:271-293.

Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121:333-348.

Waichel, B.L.; Lima, E.F.; Lubachesky, R. & Sommer, C.A. 2006. *Pahoehoe* flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. Bulletin of Volcanology (no prelo).

Wignall, P. B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. Earth and Science Reviews 53:11-33.

Wilmouth, R.A. & Walker, G.P.L. 1993. P-Type and S-type *pahoehoe*: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research 55:129-142.

VI CONCLUSÕES

Os estudos realizados na porção central da PBCP abordando a estruturação de derrames e as interações entre lavas e sedimentos possibilitaram as seguintes conclusões:

- a morfologia dos derrames e diversas estruturas identificadas nos basaltos da FSG permitem classifica-los como dos tipos *pahoehoe* e *'a'a*, com o predomínio de derrames do tipo *pahoehoe* simples e compostos;
- a terminologia utilizada para a descrição dos derrames em sistemas vulcânicos ativos, mostrou-se apropriada para os trabalhos de campo desenvolvidos na FSG;
- os derrames na porção oeste do Paraná possuem extensão de no máximo 50 km e comparativamente, são menores que os derrames do Columbia River Basalt e da PBC do Deccan. Esta característica pode estar relacionada com a predominância de derrames do tipo *pahoehoe* compostos na área estudada;
- foram identificados lobos e derrames na área estudada. Os lobos do tipo P (*pipe*), possuem vesículas em forma *pipes* na base e bordas maciças e os do tipo S (*spongy*) são caracterizados pela distribuição homogênea das vesículas. A utilização dos termos S e P deve ser restrita aos lobos que podem ser delineados em afloramento;
- a predominância de lobos do tipo P nos derrames *pahoehoe* compostos pode ser relacionada com o rompimento e geração de pequenos lobos na porção distal de espessos derrames inflados, a característica destes lobos indicam um longo tempo de residência das lavas, em um sistema de distribuição antes da extrusão;
- os derrames maciços possivelmente constituem a porção central de espessos derrames inflados, mas a falta de exposição e ausência de estruturas internas distintivas dificultam a determinação precisa do tipo de derrame. No entanto, os contatos basais destes derrames não exibem a erosão do topo do derrame sotoposto, indicando um fluxo laminar na colocação destes.
- as diversas feições de superfície relacionadas com derrames *pahoehoe* e *'a'a* e tipos associados (*pahoehoe* tipo pasta-de-dente e em placas) encontram-se bem preservadas na área e são de fácil reconhecimento;

- os derrames podem ser divididos em relação ao conduto em três porções: proximal, mediana e distal. Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos (40-70 m), possuem a crosta superior e o núcleo maciço bem delimitado. Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples com espessura entre 20 e 30 m, localmente ocorrem derrames compostos. Na porção distal, que marca a frente de avanço do derrame, predominam derrames compostos de até 5 m de espessura, formados por lobos de pequena espessura (<2 m);
- o vulcanismo na área caracterizou-se por baixas taxas de erupção, responsáveis pela geração de derrames tipo *pahoehoe*. Estimativas realizadas por Waichel et al. (2006) em derrames selecionados na área (25 metros de espessura) indicam um período de tempo da ordem de 33 meses para a formação de um fluxo inflado;
- os peperitos foram gerados pela interação entre derrames e sedimentos úmidos, predominantemente silte e argila, depositados em um ambiente lacustre. Estes sedimentos indicam uma mudança climática que ocorreu entre a erupção da porção basal da FSG, associada com ambiente desértico (Formação Botucatu) e a porção superior associada com ambiente lacustre. Nesta fase interrupções no vulcanismo possibilitaram a deposição de sedimentos em pequenos lagos estabelecidos sobre os derrames;
- foram identificados dois domínios de peperito: tipo 1 com forma de lente ou domo, espessuras de até 4 m e extensão de até 80 m. Este tipo foi formado pela interação de derrames pouco espessos (até 5 m) com sedimentos úmidos que preenchiam depressões na superfície dos derrames subjacentes. O tipo 2 ocorre na forma de camadas com espessura entre 0,3 e 1,5 m e foram gerados quando derrames espessos (20-30 m) fluíram sobre os sedimentos;
- a presença de sedimento vesiculado, sedimento preenchendo vesículas e fraturas e a deformação de estruturas sedimentares indicam que o sedimento estava inconsolidado ou pouco consolidado e úmido quando da geração dos peperitos;
- o rompimento de grandes clastos ígneos em clastos menores é uma feição comumente observada, e indica que a formação de filmes de vapor, ao

longo do contato lava/sedimento foi eficiente e facilitou o processo de *mingling*. A baixa permeabilidade do sedimento (silte e argila) foi determinante neste processo e na geração dos peperitos fluidais;

- rochas vulcânicas e texturas relacionadas com a fase explosiva do processo de interação magma-água não foram observadas. Sendo que o contato direto entre lava e sedimento foi observado em áreas reduzidas e ocorre devido ao colapso do filme de vapor, relacionado com instabilidades locais ou passagem de ondas de choque;
- as texturas presentes nos peperitos fluidais indicam que os principais fatores que influenciaram no *mingling* entre lava e sedimentos foram: 1- as propriedades da lava (baixa viscosidade), 2- a presença de sedimentos inconsolidados a pouco consolidados e úmidos e 3- um evento único na interação entre lava e sedimento. Neste ambiente os peperitos eram formados na base do derrame e processos posteriores, como a inflação do derrame e a extrusão de outros derrames, não causaram perturbações nos domínios de peperito gerados previamente;
- o vulcanismo básico da FSG, conforme os trabalhos realizados na porção oeste do Paraná, pode ter sido estruturado predominantemente por lavas do tipo *pahoehoe*, tanto simples como compostos, associados com fluxos inflados. Estas evidências contrariam a estruturação convencionalmente estabelecida para a FSG onde os derrames são espessos, maciços e com geometria tabular. Esta aparente organização pode ser também gerada pela amalgamação de sucessivos e simultâneos lobos de lavas.
- a estruturação da FSG a partir do empilhamento sucessivo de derrames espessos, maciços e com geometria tabular deve-se provavelmente a carência de trabalhos básicos de mapeamento que enfoquem os aspectos vulcanológicos.
- o modelo de organização dos derrames no oeste do Paraná pode ser estendido para outras áreas da FSG, tendo em vista que estruturações semelhantes foram identificadas no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Este fato aponta a necessidade de uma reavaliação da estratigrafia da FSG em trabalhos futuros.

Referências bibliográficas

ANDERSON, D. L. The sublithospheric mantle as a source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. **Earth Planet. Sci. Lett.** 123, p. 269-280, 1994.

ANDERSON, A. T.; SWIHART, G. H.; ARTIOLI, G.; GEIGER, C. A. Segregations vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation. **J. Geol.** 92, p. 55-72, 1984

AUBELE, J. C.; CRUMPLER, L. S.; ELSTON, W.E. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 35, p. 349-374, 1988.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R.; ROISENBERG, A. High- and Low Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Petrogenetic and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues. Jahrb. Mineral. Abh.** 150, p. 272-306, 1984.

BONDRE, N. R.; DURAISWAMI, A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. **Bull. Volcanol.** 66, p. 29-45, 2004.

BRANNEY, M.. Isolated pods of subaqueous welded ash-flow tuff: a distal facies of the Capel Curig Volcanic Formation (Ordovician), North Wales. **Geol. Mag.** 123, p. 589-590, 1986.

BROOKS, E. R.; WOOD, M. M.; GARBUTT, P. L.. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elswell Formation, northern Sierra Nevada, California. **Geol Soc. Am. Bull.** 93, p. 1208-1231, 1982.

BUSBY-SPERA, C. J.; WHITE, J. D. L. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. **Bull. Volcanol.** 49, p. 765-775, 1987.

BYERLY, G. R., SWANSON, D. A. Invasive Columbia basalts flows along the northwest margin of the Columbia Plateau. **Geol. Soc. Am. Abstr. Programs** 10, p.98, 1978.

CALVARI, S; PINKERTON, H. Formation of lava tubes and extensive flow-field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. **J. Geophys. Res.** 103, p. 27291-27301, 1998.

CAROFF, M.; MAURY, R. C.; COTTON, J.; CLEMENT, J.P. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. **Bull. Volcanol.** 62, p. 171-187, 2000.

CAS, R. A. F.; EDGAR, C.; ALLEN, R. L.; BULL, S.; CLIFFORD, B. A., GIORDANO, G.; WRIGHT, J. V. Influence of magmatism and tectonics on sedimentation in an extensional lake basin: the Upper Devonian Bunga Beds, Boyd Volcanic Complex, southeastern Australia. In: White, J.D.L., Riggs, N.R. (Eds.),

Volcanoclastic Sedimentation in Lacustrine Settings. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 30, p. 83-108, 2001.

CAS, R. A. F.; WRIGTH, J. V. **Volcanic successions: modern and ancient.** London, Allen & Unwin, 1997.

CASHMAN, K. V.; MANGAN, M. T.; NEWMAN, S. Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flow. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 61, p. 45-68, 1994.

CASHMAN, K. V.; KAUAHIKAUA, J. P. Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows. **Geology** 25, p. 419-422, 1997.

CASHMAN, K. V.; THORNER, C.; KAUAHIKAUA, J. P. Cooling and cristalization of lava in open channels and the transition of pahoehoe lava to aa. **Bull. Volcanol.** 61, p. 306-323, 1999.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. **Geol Soc. of London Spec. Publ.** 68, p. 17-30, 1992.

COURTILLOT, V.; BESSE, J.; VANDAMME, D.; MONTIGNY, R.; JAEGER, J. J.; CAPPETTA, H. Deccan flood basalts at the cretaceous/Tertiary boundary. **Earth Planet. Sci. Lett.** 80, p. 361-374, 1986.

DADD, K. A.; VAN WAGONER, N. A. Magma composition and viscosity controls on peperite texture; an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 114, p. 63-80, 2002.

De GOËR, A.; VINCENT, P.; CAMUS, G. Must we still use the term "peperite"? A review of the type peperites of Scrope, In Limagne, France. IAVCEI Int. Volcanol. Congress, Cape Tow, **Abstracts...**, p. 16, 1998.

DESHMURKH, S. S. Petrographic variations in compound flows of Deccan Traps and their significance. In: Subbarao, K. V. (ed.) Deccan flood basalts. Bangalore, India. **Mem. Geol. Soc. India** 10, p. 305-319, 1988.

DOYLE, M. G. Clast shape and textural associations in peperite as a guide to hydromagmatic interactions: Upper Permian basaltic and basaltic andesite examples from Kiama, Australia. **Aust. J. Earth Sci.** 47, p. 167-177, 2000.

DULLFORCE, T. A.; BUCHANAN, D. J.; PECKOVER, R. S.. Self-triggering of small-scale fuel coolant interactions, I. Experiments. **J. Appl. Phys.** 9, p. 1295-1302, 1976

DURAIWAMI, R. A.; BONDRE, N.; DOLE G.; PHADNIS, V. M.; KALE, V. S. Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India. **Bull. Volcanol.** 63, p. 435-442, 2001.

DURAIWAMI, R. A.; BONDRE, N.; DOLE, G. Morphology and structure of flow-lobe tumuli from Puni e Dhule areas, western Deccan Volcanic Province. **J. Geol. Soc. India** 60, p. 57-65, 2002.

DURAIWAMI, R. A.; DOLE, G.; BONDRE, N. Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 121, p. 195-217, 2003.

- FINK, J. H.; FLETCHER, R. C. Ropy pahoehoe surface folding of a viscous fluid. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 4, p. 151-170, 1978.
- FRÖLICH, G. Propagation of fuel-coolant interactions in multi-jet experiments with molten tin. **Nucl. Eng. Des.** 131, p. 209-2211, 1991.
- GOFF, F. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 71, p. 167-185, 1996.
- GOTO, Y.; McPHIE, J.. A Miocene basanite peperitic dyke at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 74, p. 111-120, 1996.
- GUIDICINI, G. Derrames secundários em basaltos. **Bol. Soc. Bras. de Geol.** 19, p. 91-93, 1970.
- HANSON, R. E.; HARGROVE, U. S.. Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California. **Bull. Volcanol.** 60, p. 610-626, 1990.
- HANSON, R. E.; WILSON, T. J. Large-scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 54, p. 247-264, 1993.
- HELZ, R. T.; HELIKER, C.; HON, K., MANGAN, M. Thermal efficiency of lava tubes in the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption. **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 1676, p. 105-120, 2003.
- HELZ, R.; THORNBURGH, C. Geothermometry of Kilauea Iki lava lake. **Bull. Volcanol.** 49, p. 651-668, 1987.
- HENRY, R. E.; MIYAZAKI, K. Effects of system pressure on the bubble growth from highly superheated water droplets. In: Bankoff, S.G. (Ed.), **Topics in two-phase transfer and flow**. American Society of Mechanical Engineers, New York, p. 1-10, 1978.
- HO, A. M.; CASHMAN, K. V. Temperature constraints on the Ginkgo flow of the Columbia River Basalt Group. **Geology** 25, p. 403-406, 1997.
- HON, K.; KAUAHIKAUA, J.; DENLINGER, R.; MACKAY, K. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. **Geol. Soc. Am. Bull.** 106, p. 351-370, 1994.
- HON, K.; GANSECKI, C.; KAUAHIKAUA, J. The transition from 'a'a to pahoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption. **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 1676, p. 89-103, 2003.
- JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOLZFORSTER, F.; STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **J. Geodynam.** 28, p. 393-418, 1999.
- JERRAM, D. A.; STOLLHOFEN, H. Lava/sediment interaction in desert settings: are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), **Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling**. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 114, p. 231-249, 2002.
- JERRAM, D. A.; WIDDOWSON, M.. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. **Lithos** 79, p. 385-405, 2005.

- KANO, K. Middle Miocene volcanoclastic diques at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan: fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of synvolcanic andesites dikes. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling*. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 114, p. 81-94, 2002.
- KAUAHIKAUA, J., SHERROD, D. R.; CASHMAN, K. V.; HELIKER, C.; HON, K.; MATTOX, T. N.; JOHNSON J. Hawaiian lava-flow dynamics during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption: A tale of two decades. **U.S. Geol. Survey Prof. Paper** 1676, p. 63-88, 2003.
- KAYLA, K. L. Mapping the thickness of Deccan Trap flows in India from DSS studies and inferences about a hidden Mesozoic basin in the Narmada-Tapti region. In: Subbarao, K. V. (ed.) *Deccan flood basalts*. Bangalore, India. **Mem. Geol. Soc. India** 10: 91-116, 1988.
- KESZTHELYI, L. A preliminary thermal budget for lava tubes on the Earth and planets. **J. Geophys. Res.** 100, p. 20411-20420, 1995.
- KESZTHELYI, L.; SELF, S. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. **J. Geophys. Res.** 103, p. 27447-27464, 1998.
- KESZTHELYI, L.; SELF, S., THORDARSON, T. Application of recent studies on the emplacement of basaltic lava flows to the Deccan Traps. In: Subbarao K.V. (ed) *Deccan flood basalts*. **Mem. Geol. Soc. India** 10, p. 485-520, 1999.
- KILBURN, C. Pahoehoe and aa lavas: a discussion and continuation of the model of Peterson and Tilling. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 11, p. 373-389, 1981.
- KILBURN, C. Surfaces of Aa flows-fields on Mount Etna, Sicily: Morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. Fink, J.H. (ed.) **Lava Flows and Domes**, Berlin, Springer-Verlag, p. 129-156, 1990.
- KING, S. D.; ANDERSON, D. L. An alternative mechanism of flood basalt formation. **Earth Planet. Sci. Lett.** 136, p. 269-279, 1995
- KOKELLAAR, B. P.. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. **J Geol. Soc. London** 139, p. 211-233, 1982.
- LEAT, P. T. Interaction of a rheomorphic peralkaline ash-flow tuff and underlying deposits, Menengai Volcano, Kenya. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 26, p. 131-145, 1985.
- LIPMAN, P. W.; BANKS, N. G. Aa flow dynamics, Mauna Loa. Decker, R.W.; Wright, T.L. and Stauffer, P.H. (eds.). **US Geological Survey Prof. Paper** 1350, p. 1527-1567, 1984.
- LORENZ, B. E. Mud-magma interactions in the Dunnage Mélange, Newfoundland. In: Kolelaar, B.P., Howells, M. (Eds.), *Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*, **Geol. Soc. London. Spec. Publ.** 16, p. 271-277, 1984.
- MACDONALD, G. A. Pahoehoe, aa and block lava. **Am. J. Sci.** 251, p. 169-191, 1953.
- MANTOVANI, M. S. M.; MARQUES, L. S.; DE SOUSA, M. A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State, southern Brazil. **J. Petrol.**, 26, p. 187-209, 1985.

- McBIRNEY, A.; MURASE, T. Rheological properties of magmas. **Annual Rev. of Earth and Planet. Sci.** 12,p. 337-357, 1984.
- MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo E. M., Melfi A. J. (eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects.** IAG-USP, p. 1-13, 1988.
- MILLS, A. A.. Pillow lavas and the Leidenfrost effect. **J. Geol. Soc. London**, 1411, p. 183-186, 1984.
- MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; WHITTINGHAM, A. M.; EWART, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 69, p. 137-157, 1995.
- MINCATO, R. L. **Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná.** São Paulo. 172p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 2000.
- MOLER, W. A.; CABRERA, J. G. Características de fundações sobre rochas basálticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA E ENGENHARIA, 1, 1976, Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 197-216, 1976.
- MORGAN, W. J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: Emiliani, C. (ed.) **The sea: The oceanic lithosphere.** New York. Willey. P. 443-487, 1981.
- NURNBERG, D.; MULLER, R. D. The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. **Tectonophysics**, 191. p. 123-139, 1991.
- OZE, C.; WINTER, J. D. The occurrence, vesiculation and solidification of dense blue glassy pahoehoe. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**142: 285-301, 2005.
- PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces, **Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.** 100, p. 217-245, 1997.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORT, C. J., MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bull. Volcanol.** 55, p. 119-139, 1992.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORT, C. J., MANTOVANI, M. S. M; ROGERS, N. W.; TURNER, S. P. 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. **J. Petrol.** 40, p. 451-473, 1999.
- PETERSON, D. W.; TILLING, R. I. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 7, p. 271-293, 1980.
- PETRY, K.; ALMEIDA, D. P. M.; ZERFASS, H.; DANIELI, C.. Dinâmica da interação de lavas e areias – Formação Serra Geral, Torres, RS, Brasil. II SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. **Resumos....** SBG-Núcleo Norte, Belém, p. 63, 2002.

- PINKERTON, H.; SPARKS, R. S. J. The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: A case history of the formation of a compound lava field. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 1, p. 176-182, 1976.
- PUFFER, J. H.; HORTER, D. L. Origin of pegmatitic segregation veins within flood basalts. **Geol. Soc. of Am. Bull.** 105, p. 738-748, 1993.
- RAWLINGS, D. J.; WATKEYS, M. K., SWEENEY, R. J. Peperitic upper margin of an invasive flow, Karoo flood basalt province, northern Lebombo. **S. Afr. J. Geol.** 102, p. 377-383, 1999.
- REIDEL, S. P. Stratigraphy and petrogenesis of the Grande Ronde basalt from the deep canyon country of Washington, Oregon and Idaho. **Geol. Soc. of Am. Bull.** 94, p. 519-542, 1983.
- REIDEL, S. P. Emplacement of Columbia River flood basalt. **J. Geophys. Res.** 103, p. 27393-27410, 1998.
- REIDEL, S. P.; TOLAN, T. L. Eruption and emplacement of River flood basalt. An example from the large-volume Teepee Butte member, Columbia River basalt Group. **Geol. Soc. Am. Bull.** 104, p. 1650-1671, 1992.
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science** 258, p. 975-979, 1992.
- RICHARDS, M. A.; DUNCAN, R. A.; COUTILLOT, V. Flood basalts and hot spot tracks: plume head and tails. **Science** 246, p. 103-107, 1989.
- ROSS, P. S.; UKSTINS PEATE, I.; McCLINTOCK, M. K.; XU, Y. G.; SKILLING, I. P.; WHITE, J. D. L.; HOUGHTON, B. F. Mafic volcanoclastic deposits in flood basalts provinces: A review. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 145, p. 281-314, 2005.
- ROWLAND, S. K.; WALKER, G. P. L. Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava-structural type transitional between pahoehoe and aa. **Bull. Volcanol.** 49, p. 631-64, 1987.
- ROWLAND, S. K.; WALKER, G. P. L. Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. **Bull. Volcanol.** 52, p. 631-64, 1990.
- SCHERER C. M. S. Preservation of Aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology** 49, p. 97-116, 2002.
- SCHMINCKE, H. U. **Volcanism**. Berlin, Springer-Verlag, 2004.
- SCHMINCKE, H. U. Fused tuff and peperites in south-central Washington. **Geol. Soc. Am. Bull.** 78, p. 319-330. 1967.
- SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.** 26, p. 81-110, 1998.
- SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L. Emplacement of continental flood basalts flows. In: Mahoney JJ, Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces, **Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.** 100, p. 381-410, 1997.
- SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L.; WALKER, G. L. P.; HON, K.; MURPHY, M. T.; LONG, P.; FINNEMORE, S.. A new model for the emplacement of Columbia River basalt as large, inflated pahoehoe lava flows fields. **Geophys. Res. Lett.** 23, p. 2689-92, 1996.

- SHAW, H; SWANSON, D. Eruption and flow rates of flood basalts. Second Columbia River Basalt Symposium, 1970, Cheney, Washington. **Proceedings...** Cheney, p. 271-299, 1970.
- SHETH, H. C.; PANDE, K.; BHUTANI, R. Ar-Ar ages of Bombay trachytes: Evidence for a Palaeocene phase of Deccan volcanism. **Geophys. Res. Lett.** 28, p. 3513-3516, 2001.
- SKILLING, I. P.; WHITE, J. D. L.; McPHIE, J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 114, p. 1-17. 2002.
- SOLANA, M. C.; KILBURN, C. R. J.; RODRIGUES E.; APARICIO, A. Fast emplacement of extensive pahoehoe flow-fields: the case of the 1736 flows from Montaña de las Nueces, Lanzarote. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 132, p. 189-207, 2004.
- SQUIRE, R. J.; McPHIE, J. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), Peperite: Processes and products of Magma-Sediment Mingling. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 114, p. 45-61, 2002.
- STOTHERS, R. B.; RAMPINO, M. R. Periodicity in flood basalts, mass extinctions and impacts: a statistical view and a model. **Geol. Soc. of Am. Spec. Paper** 242, p. 9-18, 1990.
- SUBBARAO, K. V. Deccan flood basalts. Bangalore, Índia. **Mem. Geol. Soc. India** 10, 393p. 1988
- SUBBARAO, K. V. Deccan Volcanic Province. Bangalore, Índia. **Mem. Geol. Soc. India** 43, 547p. 1999.
- SWANSON, D. A. Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. **Geol. Soc. Am. Bull.** 84, p. 615-626, 1973.
- SWANSON, D.; WRIGHT, T. L.; HOOPER, P. R.; BENTLEY, R. D.. Revisions in stratigraphic nomenclature of the Columbia River Basalt Group. **U.S. Geol. Sur. Bull.** 1457-G, 59p. 1979.
- SWANSON, D.; WRIGHT, T. The regional approach to studying the Columbia River Basalt Group. **Memoir. Geol. Soc. India**, 3, p. 58-80, 1980.
- THEOFANOUS, T.G. The study of steam explosion in nuclear systems. **Nucl. Eng. Des.** 155, p. 1-26, 1986.
- THORDARSON, T.; SELF, S. The Roza member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? **J. Geophys. Res.** 103, p. 27411-27445, 1998.
- TOLAN, T. L.; REIDEL, S. P.; BEESON, M. H.; ANDERSON, J. L.; FECHT, K. R.; SWANSON, D. A. Revisions to the estimative of the areal extent and volume of the Columbia River Basalt Group. Volcanism and tectonism in the Columbia River Flood Basalt Province, Reidel S.P. and Hooper P.R. (eds.), **Spec. Pap. Geol. Soc. Am.** 239, p. 1-20, 1989.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORT, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.** 121, p. 333-348, 1994.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; LUBACHESKY, R. Derrames do tipo pahoehoe na porção central da Bacia do Paraná – Formação Serra Geral. XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Araxá. SBG, *Anais ...* p.238. 2004.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C. A. Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do estado do Paraná. III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Cabo Frio-RJ. SBG, In: *Anais ...*p. 213-217, 2005.

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

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bull. Volcanol.** 35, p. 579-590, 1971.

WALKER, G. P. L. Pipe vesicles in hawaiian basaltic lavas: their origin and potential as paleoslope indications. **Geology** 15, p. 84-87, 1987.

WALKER, G. P. L. Spongy pahoehoe in Hawaii: A study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. **Bull. Volcanol.** 51, p. 199-209, 1989.

WALKER, G. P. L. Structure and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, “lava rises”, “lava-rise pits”, and “lava-inflation clefts” in Hawaii. **Bull. Volcanol.** 53: 546-558, 1991.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. A. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **J. Geophys. Res.** 94, p. 7685-7729, 1989.

WHITE, J.D.L. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 74, 155-1170, 1996.

WHITE, J.D.L.; McPHIE, J.; SKILLING, I. P. Peperite: a useful genetic term. **Bull. Volcanol.** 62, p. 65-66, 2000.

WIGNALL, P. B. Large igneous provinces and mass extinctions. **Earth-Science Reviews** 53, p. 11-33, 2001.

WILDNER, W.; SANDER, A.; ROMANINI, S. J. Texturas e estruturas dos lagos de lava Serra Geral. II SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. **Resumos....** SBG-Núcleo Norte, Belém, p. 106, 2002.

WILMOUTH, R. A.; WALKER G. P. L. P-Type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 55, p. 129-142, 1993.

WOHLETZ, K. H. Explosive magma-water interactions: thermodynamics explosion mechanisms and field studies. **Bull. Volcanol.** 48, p. 245-264. 1986

WOHLETZ, K. H.; SHERIDAN, M. F. Hydrovolcanic explosions II: Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. **Am J. Sci.** 283. p. 385-413, 1983.

YAMAMOTO, T. Phreatomagmatic explosions: basic problems of dynamic interactions between magma and water. **Mem. Geol. Soc. Jpn.** 43, p. 63-72, 1994.

ZIMANOWSKI, B.; FRÖHLICH, G.; LORENZ, V. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 48, 341-358, 1991.

ZIMANOWSKI, B.; FRÖHLICH, G.; SCHÜRMAN, S.; LORENZ, V. High temperature entrapment explosions in a transparent system. NSF/JSPS AMIGO-IMI Seminar, Santa Barbara, Calif., **Proceedings...**p. 193-200, 1995.

ZIMANOWSKI, B.; BÜTTNER, R.; LORENZ, V. Premixing of magma and water in MFCI experiments. **Bull. Volcanol.** 58, p. 491-495, 1997.

ZIMANOWSKI, B.; BÜTTNER, R.; LORENZ, V. HÄFELE, H. G. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosion volcanism. **J. Geophys. Res.** 102, p. 803-814, 1997.