

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

GABRIEL TRINCA DUTRA

**ESTRATIGRAFIA E MORFOLOGIA DAS EFUSIVAS BÁSICAS DA
FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DE LAJEADO E POUSO NOVO
(RS)**

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

ORIENTADOR

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

COMISSÃO EXAMINADORA

Dra. Adriane Machado

Dr. Breno Leitão Waichel

Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre, 2012

Dutra, Gabriel Trinca
Estratigrafia e morfologia das rochas efusivas básicas da Formação Serra Geral na Região de Lajeado e Pouso Novo (RS). / Gabriel Trinca Dutra. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.
[80 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.
Orientação: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

1. Geoquímica. 2. Províncias Basálticas Continentais. 3. Sinclinal de Torres. 4. Formação Serra Geral. 5. Região de Lajeado (RS). 6. Região de Pouso Novo (RS). I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Fact is only what you believe

JACK JOHNSON

AGRADECIMENTOS

Ao PPGGeo/UFRGS pela infraestrutura de qualidade disponibilizada. Ao Prof. Evandro Fernandes de Lima pela orientação e apoio dada para a conclusão deste trabalho.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado e a FAPERGS pelo apoio financeiro vinculado ao projeto Pesquisador Gaúcho-processo 1007131.

Ao projeto, coordenado pelo Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer, Evolução Estratigráfica das Sucessões Pré-Rifte e Rifte das Bacias de Sergipe-Alagoas, Recôncavo, Tucano Sul, Camamu-Almada e Pelotas, pelo apoio logístico e financeiro.

A CPRM- SUREG Porto Alegre pelo empréstimo do gamaespectrômetro (GR-320, da Exploranium).

Aos colegas de graduação e pós-graduação pelo companheirismo, pela ajuda em vários momentos. Um agradecimento especial para os colegas Fernando Rodrigues da Luz e Lucas May Rossetti pela colaboração indispensável para a conclusão deste trabalho.

A minha família pelo carinho, pelo apoio moral durante a vida inteira e por sempre terem me incentivado a vontade de aprender.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	14
1.2	MATERIAIS E MÉTODOS	15
1.2.1	<i>Revisão bibliográfica</i>	16
1.2.2	<i>Trabalho de campo</i>	16
1.2.3	<i>Gamaespectrometria</i>	16
-	<i>Desempenho:</i>	17
2	GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS	21
2.1	PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS	22
2.2	PBC DO PARANÁ-ETENDEKA.....	23
2.3	FORMAÇÃO SERRA GERAL	27
2.4	TIPOS DE DERRAMES BASÁLTICOS E PADRÕES DE VESÍCULAÇÃO	29
3	PERFIL LAJEADO-POUSO NOVO	37
3.1	ESTRATIGRAFIA E ESTRUTURAS DO VULCANISMO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NO PERFIL LAJEADO POUSO NOVO	41
3.2	RESULTADOS DA GAMAESPECTROMETRIA NO PERFIL LAJEADO POUSO NOVO	53
3.3	PERFIL LAJEADO-POUSO NOVO NA ESTRATIGRAFIA E ARQUITETURA DE FÁCIES VULCÂNICA DO SINCLINAL DE TORRES (RS).....	61
3.4	<i>STRATIGRAPHY AND VOLCANIC FACIES ARCHITECTURE OF THE TORRES SYNCLINE, SOUTHERN BRAZIL, AND ITS ROLE IN UNDERSTANDING THE PARANÁ-ETENDEKA CONTINENTAL FLOOD BASALT PROVINCE</i>	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
4	CONCLUSÕES	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

LISTA DE ABREVIATURAS

CT – Contagem total

FSG – Formação Serra Geral

LIP – Grandes províncias ígneas, do inglês *Large Igneous Provinces*

PBC– Províncias basálticas continentais

ppm – Partes por milhão

SLIP –Grandes províncias ígneas ácidas, do inglês *Silicic Large Igneous Province*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da área de estudo (fonte: Google Mapas).....	15
Figura 2 – Medição com o gamaespectrômetro em afloramento, com toda a área da extremidade do detector em contato com uma superfície plana. A resolução do aparelho está exemplificada em amarelo (cerca de 50 cm de raio a partir da extremidade do detector).	20
Figura 3 – Localização das principais <i>LIP</i>	22
Figura 4 – <i>LIP</i> e <i>SLIP</i> do Mesozóico e do Cenozóico	23
Figura 5 – Mapa de isópacas das rochas efusivas da FSG. As linhas finas representam importantes zonas de falhas.	24
Figura 6 - Reconstrução da Província Basáltica Continental do Paraná-Etendeka durante a fase inicial de abertura da porção sul do Oceano Atlântico	25
Figura 7 - Intervalo Paleozóico-Mesozóico da estratigrafia da Bacia do Paraná.	26
Figura 8 - Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas ao longo de uma seção NNW-SSE.....	28
Figura 9 – Corte longitudinal mostrando a morfologia característica de fluxos 'a'a e <i>pahoehoe</i>	31
Figura 10 – Fluxos do tipo 'a'a no Havaí. (A) Frente de fluxo 'a'a sobre fluxo <i>pahoehoe</i> mais antigo. (B) Extensão de fluxo 'a'a	32
Figura 11 – Fluxo 'a'a da Formação Arapey.....	33
Figura 12 – <i>Sheet flow</i> no Havaí, formado por fluxo <i>pahoehoe</i> inflado, mostrando coalescência lateral, rompimento e geração de lobos, e formação de lava em corda na superfície de diversos lobos.....	34
Figura 13 – Evolução da morfologia <i>pahoehoe</i> (A) Avanço e formação de crosta plástica. (B) Formação de crosta rígida e topo vesicular, inflação e geração de novo lobo. (C) Espessamento da crosta rígida e formação do padrão de vesícula.	36
Figura 14 – Mapa de elevação do terreno da área de estudo mostrando os pontos do perfil realizado	37

Figura 31 – Perfis estratigráfico e gamaespectrométrico médio para a contagem total.	59
Figura 32 – Perfis estratigráfico e gamaespectrométrico médio para potássio, urânio e tório.	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores gamaespectrométricos obtidos na Formação Botucatu.....	54
Tabela 2 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos fluxos <i>pahoehoe</i> compostos.....	54
Tabela 3 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos fluxos <i>pahoehoe</i> simples.....	55
Tabela 4 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos basaltos `a`a.....	56
Tabela 5 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos riolitos.....	56
Tabela 6 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos vitrófiros.....	57
Tabela 7 – Média dos valores gamaespectrométricos obtidos em cada um dos parâmetros para cada uma das fácies vulcânicas.....	57

RESUMO

Na região entre Lajeado (RS) e Pouso Novo (RS) a Formação Serra Geral expõe uma sucessão de basaltos do tipo pahoehoe compostos e simples sotopostos por derrames áá. Os primeiros foram gerados por um volume de erupção baixo em um regime de fluxo fechado e colocado em uma paleotopografia plana (<5° de declividade). A lenta perda de calor deste sistema permite que os fluxos atinjam distâncias da fonte > 100 km. Os derrames áá foram gerados por descargas dos fluxos superiores às das *pahoehoe* e transportados em canais abertos, onde o rápido resfriamento limita o deslocamento dos fluxos por longas distâncias da fonte. Acima destes afloram vulcanitos félsicos com texturas magmáticas típicas de lavas. As estruturas preservadas nos basaltos da área de estudo indicam que os mesmos foram gerados por fluxos pahoehoe inflados, não canalizados (*sheet flows*), onde o escoamento da lava se deu através do avanço de lobos do tipo P. A presença de intertraps de arenito nos basaltos indica que a sedimentação eólica não cessou durante a evolução da Formação Serra Geral. A região Lajeado e Pouso Novo insere-se na ombreira sul do Sinclinal de Torres. Essa corresponde a uma grande estrutura que expõe a porção leste da Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka no segmento sul-americano. Constatou-se que o método de gamaespectrometria permitiu separar padrões diferentes nos fluxos pahoehoe compostos e simples, principalmente na contagem total, mais alta nos fluxos simples. Na separação de rochas vulcânicas ácidas dos derrames básicos o método se mostrou bastante eficiente.

ABSTRACT

In the Lajeado (RS) and Pouso Novo (RS) region the Serra Geral Formation exposes compound and simple pahoehoe flows, covered by basalts of the 'a'a type. The first succession was generated by a low rate of eruption in a closed flow system allowed the flow to reach distances >100 km from the source. The 'a'a lava flow types were generated by higher rates of eruption and transported in open channels where rapid cooling prevented long distances from the source to be reached. Above these rock types outcrop acidic volcanic rocks with magmatic textures are typical of effusive units. The features preserved in the basalts of the study area indicate that these were generated by inflated pahoehoe sheet flows, where the emplacement occurred by the advance of P-type lobes. The presence of intertrap sandstone in the basalts indicates that the eolic sedimentation didn't cease during the evolution of the Serra Geral Formation. The Lajeado-Pouso Novo region is part of the south hinge of the Torres Syncline. The syncline corresponds to a large structure that exposes the eastern portion of the Province of Parana-Etendeka Basalt Continental South American segment. The gamma spectrometry method allowed separate different patterns in simple and compound pahoehoe flows, mainly in total count, the higher on simple flows. In the separation of felsic volcanic rocks from basalts lava flows the method was very efficient.

1 INTRODUÇÃO

Descobertas recentes de grandes campos petrolíferos na região do pré-sal acrescentaram novos rumos na investigação geológica e na prospecção de óleo e gás nas bacias marginais brasileiras. No cenário destas novas jazidas constata-se a grande participação de produtos vulcânicos vinculados, definidos formalmente como “depósitos petrolíferos não-convencionais”. Esta nova perspectiva gerou a necessidade de recursos humanos habilitados no tema vulcanismo e a busca de métodos capazes de organizar estratigraficamente as sequências vulcânicas a semelhança dos utilizados em sequências siliciclásticas.

Neste contexto a Formação Serra Geral enquadra-se como uma província vulcânica “escola” tendo-se em conta que esta pertence às grandes PBC geradas no estágio pré-rifte do Atlântico sul. Esses enormes volumes de lavas, em geral de afinidade toleítica, são colocados na superfície continental em períodos de tempo relativamente curtos (Self et al., 1998), ao longo fissuras (Coffin and Eldholm, 1992). A maior parte das Províncias Basálticas Continentais (PBC) foi formada durante os períodos Mesozoico e Cenozoico e sua gênese é em geral relacionada com a formação e fragmentação de supercontinentes.

Tradicionalmente na investigação das PBC assumiram-se no arcabouço estratigráfico os produtos vulcânicos como simples sucessões monótonas de pacotes espessos e tabulares de lavas máficas. Esta simplificação determinou uma “litoestratigrafia” fundamentada em geoquímica convencional, isotópica e mineralogia onde os modelos petrogenéticos são desvinculados da história evolutiva do vulcanismo nestas províncias.

Uma nova abordagem na pesquisa das grandes PBC revela que estas sucessões vulcânicas foram construídas por uma complexa arquitetura de fácies decorrente de importantes modificações nas taxas de efusão, alimentação magmática e paleotopografia (Hon et al., 1994; Self et al., 1996, 1998; Jerram, 2002; Jerram e Widdowson, 2005; Waichel et al., 2006; Passey e Bell, 2007; Waichel et al., 2012;).

O vulcanismo nestas províncias foi construído em etapas distintas responsáveis por padrões morfológicos distintos das lavas básicas, *gap* e bruscas mudanças composicionais.

Este vulcanismo está freqüentemente associado com rochas sedimentares preservando informações importantes sobre o paleoambiente e as condições físicas do vulcanismo (Self et al., 1997; Mountney et al. 1999; Jerram et al. 2000; Ellis et al. 2002; Waichel et al. 2006, 2007, 2008, 2012).

Atualmente reconhece-se que os aspectos físicos, atuantes durante o vulcanismo, são determinantes na geração de derrames básicos com distintas morfologias. Esses padrões morfológicos revelam a forma de colocação das lavas, os mecanismos e a taxa de efusão, permitindo compreender a distribuição areal e o empilhamento

O presente trabalho propõe uma abordagem inovadora para a organização estratigráfica das sequências vulcânicas da Formação Serra Geral na região de Lajeado-Pouso Novo (RS), que não privilegie e restrinja o enfoque estratigráfico às assinaturas geoquímicas como indicadoras de padrões “litoestratigráficos”.

Assume-se, portanto, neste trabalho que nos sistemas vulcânicos do tipo PBC a periodicidade das erupções, as diferentes taxas de erupções e de subsidência determinam os padrões de empilhamento dos vulcanitos. Nestas províncias a organização interna reflete as variações nas fácies vulcânicas dentro da estratigrafia dos vulcanitos e a externa reflete as relações do vulcanismo com as rochas encaixantes. O estudo detalhado das dos derrames permite, portanto, estabelecer a origem, os processos deposicionais e os ambientes de deposição dos sistemas vulcânicos, bem como auxiliam na construção de um arcabouço estratigráfico que revele as condições que atuaram durante os diferentes episódios vulcânicos.

Priorizou-se, portanto, a identificação dos tipos de derrames, a organização interna destes e a sucessão destes para compreender a evolução geológica e paleotopografia da região de Lajeado-Pouso Novo. Adicionalmente coletaram-se dados gamaespectrométricos nos afloramentos estudados que são assumidos como importantes marcadores na individualização de derrames continentais (*foreshore*) que futuramente poderão ser assim comparadas e/ou associadas com os dados de gamaespectrometria obtidos em derrames subaquosos (*offshore*). Este procedimento, embora relativamente recente, tem apresentado resultados favoráveis especialmente na pesquisa de sistemas vulcânicos prospectados para hidrocarbonetos (Jerram et al., 2009; Nelson et al., 2009).

A dissertação de mestrado dá continuidade às investigações de Dutra (2010) que foram também realizadas na região Lajeado-Pouso Novo. Do material exposto neste volume, especialmente referentes aos métodos e descrições de campo, parte foi extraído desse trabalho. É inserido como um dos capítulos do mestrado o artigo *Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province* (Waichel et al. 2012), que oferece uma visão regional da Formação Serra Geral e o contribuição obtida neste mestrado para o posicionamento dos vulcanitos da área Lajeado-Pouso Novo ou Soledade-Pouso Novo.

1.1 Objetivos e localização da área

O presente trabalho tem como objetivo identificar as morfologia dos derrames básicos e as estruturas da Formação Serra Geral na região de Lajeado, no Estado do Rio Grande do Sul, desde a interface entre estes e a Formação Botucatu, última unidade sedimentar da Bacia do Paraná, até seu contato com as primeiras ocorrências de vulcânicas de composição félsica. Os dados obtidos foram organizados temporalmente e espacialmente. São discutidos os aspectos vulcanológicos da área de estudo e a sucessão estratigráfica gerada pelos episódios vulcânicos distintos da área. Adicionalmente foram adquiridos dados de gamaespectrometria na individualização das estruturas encontradas nestes basaltos.

A área de estudo está localizada ao longo de um trecho da rodovia BR-386 próximo ao município de Lajeado, no Estado do Rio Grande do Sul, e encontra-se demarcada na figura 1. Nesta foi realizado um perfil com aproximadamente 30 km de extensão no sentido SE-NW, entre as coordenadas $52^{\circ}02'31''$ W, $29^{\circ}23'46''$ S e $52^{\circ}11'46''$ W, $29^{\circ}10'40''$ S (*datum* WGS 84), partindo da cota de 60 m e alcançando a cota de 450 m no final do perfil.

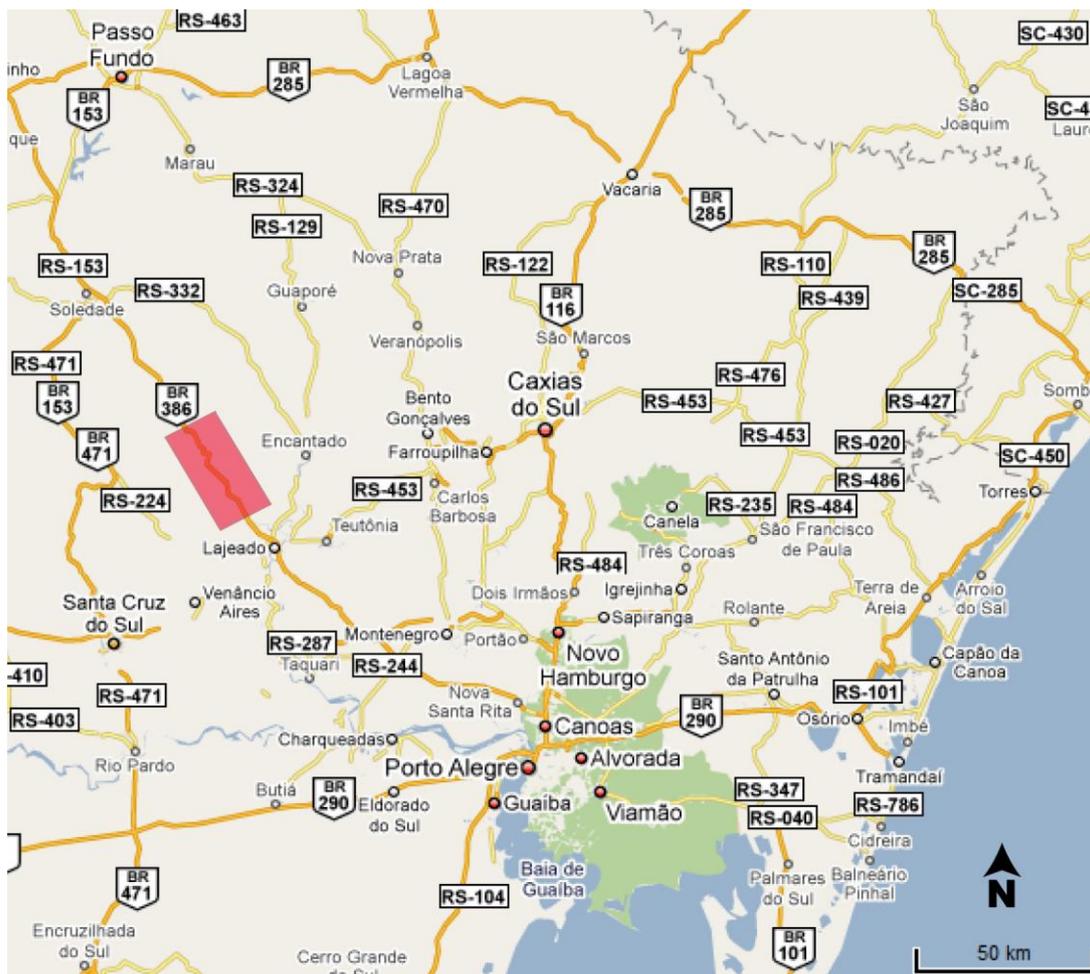


Figura 1- Localização da área de estudo (fonte: Google Maps).

1.2 Materiais e Métodos

A realização deste trabalho envolveu inicialmente uma revisão bibliográfica, seguida de um trabalho de campo. Posteriormente foram realizados o tratamento e a interpretação dos dados obtidos e elaborada a dissertação de mestrado.

Para alcançar os objetivos propostos também foram utilizados princípios de vulcanologia física de fluxos basálticos, além da gamaespectrometria. Todas as etapas serão discutidas a seguir.

1.2.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa envolveu a compilação de publicações referentes à área de estudo e assuntos relacionados ao tema, reunindo assim um conjunto de informações úteis sobre os objetivos a serem alcançados e métodos a serem utilizados no decorrer deste trabalho. Esta etapa permitiu a comparação entre as feições e estruturas observadas na área de estudo e outras observadas em regiões com contexto geológico similar.

1.2.2 Trabalho de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em cortes de estrada, onde a exposição em perfil dos basaltos permite uma melhor observação da grande maioria de suas estruturas. Apesar de as rochas basálticas serem bastante suscetíveis à alteração intempérica, especialmente em porções vesiculares e fraturadas, foi verificado durante uma visita preliminar que os afloramentos são adequados à realização do trabalho.

O reconhecimento e identificação de estruturas nos basaltos e a aplicação da gamaespectrometria foram realizados nesta etapa.

1.2.3 Gamaespectrometria

A maioria das fontes radioativas emite radiação gama de energias e intensidades distintas. Quando estas emissões são coletadas por um gamaespectrômetro, um espectro da radiação gama pode ser produzido. A análise detalhada deste espectro pode identificar e quantificar os emissores de radiação gama presentes na fonte.

Neste trabalho foi utilizado um gamaespectrômetro do modelo GR-320, da Exploranium, cedido pela CPRM- SUREG Porto Alegre, capaz de medir a radiação gama emitida pelo decaimento de isótopos de potássio, urânio e tório, além da contagem total de toda a radiação gama captada pelo aparelho.

- Componentes e suas funções:

Um gamaespectrômetro é composto por um detector sensível à radiação gama e envolto em uma blindagem de chumbo para diminuir interferências, um amplificador de sinal, um analisador multicanal, e um computador. A grande maioria dos gamaespectrômetros também utiliza um estabilizador de sinal.

Os detectores mais comuns são os de iodeto de sódio ativado por tálio (NaI(Tl)), empregado no gamaespectrômetro utilizado neste trabalho. Quando o detector é atingido por radiação gama, ambos interagem através do efeito fotoelétrico ou do efeito Compton. O efeito fotoelétrico é preferido, já que nele toda a radiação gama incidente é absorvida. No efeito Compton uma parcela da radiação gama escapa sem ser absorvida. Detectores maiores reduzem o efeito Compton.

A interação entre o detector e a radiação gama gera um pulso elétrico de voltagem muito baixa, que é moldado pelo analisador multicanal em uma distribuição Gaussiana ou trapezoidal e convertido para formato digital. O analisador multicanal também separa o pulso em canais, cujo número é tipicamente uma potência de dois e depende da resolução do sistema. Valores comuns incluem 256, 512, 1.024, 2.048, 4.096, 8.192 e 16.384 canais. O gamaespectrômetro utilizado neste trabalho funciona com 256 canais.

O sinal de saída do analisador multicanal é enviado para o computador, que processa, armazena e mostra os dados através de picos no espectro em um *display*. O *software* utilizado geralmente acompanha o aparelho, e comumente inclui ferramentas de análise de espectro como calibração de energia, área de pico, cálculo de área de rede e cálculo de resolução.

- Desempenho:

Duas das mais importantes características de um detector, e que influem diretamente no desempenho do gamaespectrômetro, são sua resolução e sua eficiência.

A radiação gama detectada por um gamaespectrômetro produz picos no espectro. A largura destes picos é determinada pela resolução do detector (altas resoluções permitem separar dois picos muito próximos um do outro).

Nem toda a radiação gama captada pelo detector produzirá um pulso. A quantidade de radiação gama captada pelo detector que produzirá um pulso é função da eficiência do detector. Além disso, detectores de alta eficiência produzirão um espectro em menos tempo do que detectores de baixa eficiência. Detectores maiores tem uma eficiência maior, e a qualidade da blindagem também influi bastante.

- Vantagens e desvantagens dos detectores de nai(TL):

Os detectores de iodeto de sódio ativado por tálio, empregado no gamaespectrômetro utilizado neste trabalho, tem duas principais vantagens:

Podem ser produzidos em cristais de grande tamanho, provendo-os de boa eficiência.

Produzem pulsos intensos comparados com outros detectores.

Por outro lado, existem também duas grandes desvantagens neste tipo de detector:

São sensíveis à temperatura ambiente (mudanças de dez canais ou mais nos picos devido a variações na temperatura são comumente observadas).

tem uma resolução muito baixa, de cerca de 50 cm de raio (Fig. 2) a partir da extremidade do detector, muito menor do que a dos detectores de germanato de bismuto.

- Detecção:

Segundo Carvalho (2006), o potássio é detectado pelo fotopico de radiação de 1460 keV emitida durante o decaimento do isótopo K^{40} para Ar^{40} . Esse isótopo constitui 0,01167% do potássio natural, logo, sua determinação é uma medida direta do potássio contido no material investigado.

O urânio é detectado através de emissões de radiação gama durante o decaimento do Bi^{214} , membro da série U^{238} , particularmente pelo fotopico de radiação de 1760 keV.

O tório é detectado pelas emissões de radiação gama durante o decaimento do Tl^{208} , principalmente pelo fotopico de radiação de 2614 keV.

A contagem total detecta toda a radiação gama incidente no gamaespectrômetro, independente de sua fonte, e calcula sua média.

As leituras obtidas são expressas em contagens por segundo para todos os elementos, e também podem ser expressas em porcentagem para potássio e partes por milhão para urânio, tório e contagem total.

Este gamaespectrômetro também é capaz de identificar a radiação gama emitida pelo decaimento de isótopos de outros elementos, mediante calibração. Porém, uma vez que esta técnica não foi utilizada, não será abordada aqui.

- Aplicação do método:

Usando o gamaespectrômetro especificado anteriormente, foram medidas as quantidades de radiação gama emitidas por potássio, urânio, tório e a contagem total em diversos locais de interesse nos vários afloramentos visitados, totalizando quatro parâmetros. O objetivo foi identificar e registrar qualquer diferença significativa em pelo menos um dos quatro parâmetros entre dois ou mais lobos ou em diferentes porções do mesmo lobo nos basaltos da área de estudo.

A forma da aquisição de dados variou conforme as características do afloramento. Em alguns puderam ser realizados perfis verticais atravessando alguns lobos, com pequeno espaçamento entre as medições (cerca de 50 cm, apesar de a resolução do gamaespectrômetro ser menos que isso). Em outros foram realizadas diversas medidas próximas ao contato entre dois lobos, algumas no topo do lobo sotoposto e outras na base do lobo superposto. No caso de lobos grandes, foram realizadas várias medições em cada uma das diferentes porções que compõe um lobo.

Também foram realizadas diversas medições distribuídas aleatoriamente em afloramentos de arenito da Formação Botucatu, na base do perfil realizado, e de rochas de composição mais ácida que a basáltica, encontradas no topo do perfil. O estudo de ambas está fora do escopo deste trabalho, e estas medições tem apenas o objetivo de mostrar a diferença de padrão entre estas rochas e as basálticas.



Figura 2 – Medição com o gamaespectrômetro em afloramento, com toda a área da extremidade do detector em contato com uma superfície plana. A resolução do aparelho está exemplificada em amarelo (cerca de 50 cm de raio a partir da extremidade do detector).

A medição deve ser feita preferencialmente em uma superfície plana, com toda a área da extremidade do detector em contato com a rocha (Fig. 2). Em superfícies irregulares, os espaços vazios entre a extremidade do detector e a rocha geram erros na medição. Quanto mais irregular a superfície, menos confiável será o resultado da medição.

Antes de cada medição é possível configurar o tempo durante o qual o detector absorverá a radiação gama incidente, para então gerar o espectro. Intervalos de tempo grandes são preferíveis porque geram um espectro mais preciso. Porém, levando em consideração a quantidade de medições a serem realizadas durante este trabalho e o tempo disponível para tal, foram realizadas medições com 60 s de duração.

2 GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS

As grandes províncias ígneas (*LIP Large Igneous Provinces*) são geradas por megaeventos magmáticos diferentes da expansão do assoalho oceânico, responsáveis pela formação de enormes volumes de rochas extrusivas e intrusivas associadas de composição predominantemente básica (Fig. 3). São fenômenos globais resultantes de manifestações mantélicas e incluem as margens vulcânicas passivas, os platôs oceânicos, as ilhas oceânicas, alguns riftes com rochas vulcânicas e as PBC (Coffin e Eldholm, 1994).

Rochas ácidas encontram-se associadas a todas as *LIP*, principalmente às PBC e aos riftes vulcânicos. Nestes, as rochas ácidas compõe uma porção substancial do pacote extrusivo, alcançando 75% do volume total em alguns casos (Fig. 4). Bryan *et al.* (2002) propuseram o termo grandes províncias ígneas ácidas (*SLIP = Silicic Large Igneous Provinces*) para descrever províncias com estas características e com um volume extrusivo total de pelo menos 1.000.000 km³.

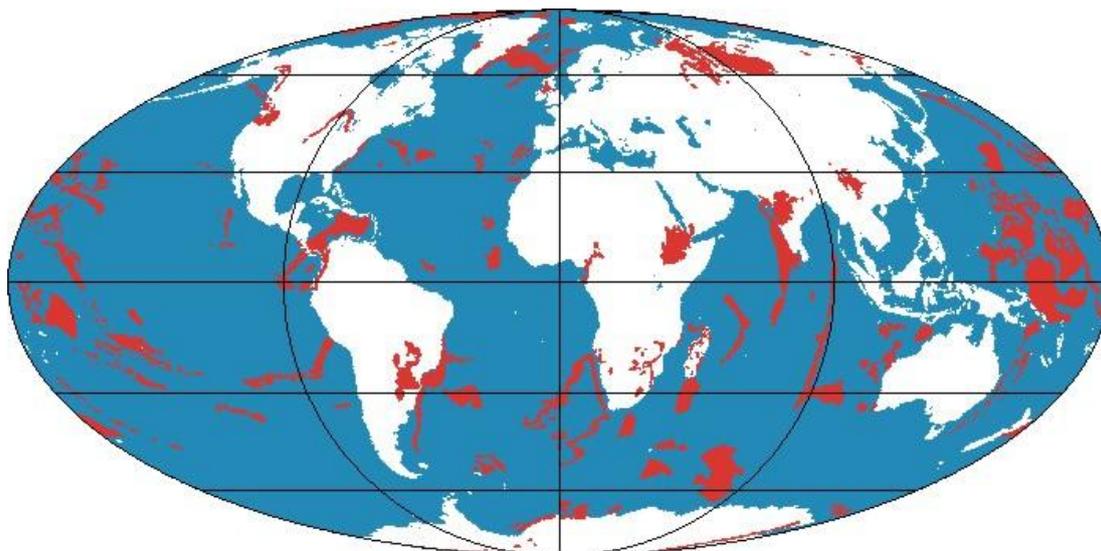


Figura 3 – Localização das principais LIP (modificado de Coffin e Eldholm, 1994).

2.1 Províncias Basálticas Continentais

As Províncias Basálticas Continentais (PBC) resultam da extrusão de enormes volumes de lava, superiores a 10^6 km³, em períodos de tempo relativamente curtos, em geral inferiores a 10^6 anos (Self *et al.*, 1998), através de fissuras na crosta continental, e tem afinidade predominantemente toleítica (Coffin e Eldholm, 1992). A maior parte das PBC foi formada durante os períodos Mesozoico e Cenozoico, e existem diversos modelos propostos para sua gênese. A maioria dos modelos destaca a participação de plumas mantélicas (Richards *et al.*, 1989; White e McKenzie 1989; Kumagai e Kurita, 2005), enquanto alguns propõem que a formação de megacontinentes causaria o superaquecimento de zonas no manto devido a um isolamento térmico, e esse superaquecimento causaria uma expansão térmica que levaria ao domeamento e fragmentação do megacontinente (Anderson, 1994; King e Anderson, 1995).

Por estarem localizadas em áreas acima do nível do mar, as PBC são as LIP mais estudadas. No entanto, devido à espessura da pilha vulcânica, a observação dos mecanismos responsáveis pela extrusão da lava é muito dificultada (Waichel, 2006).

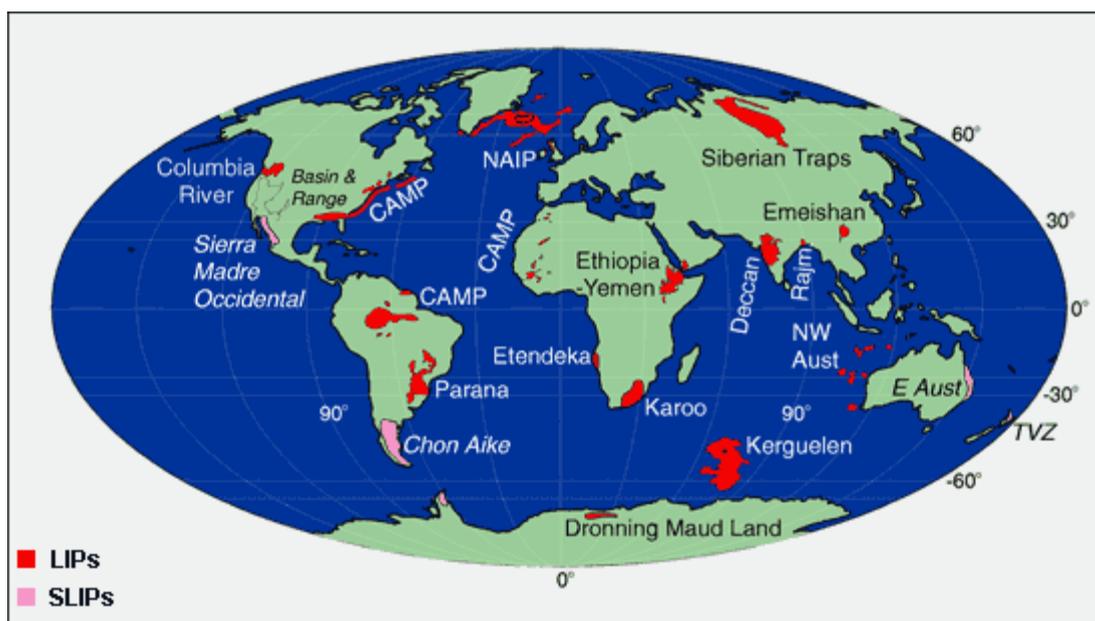


Figura 4 – LIP e SLIP do Mesozóico e do Cenozóico (modificado de Bryan et al., 2002). NAIP: Província Ígnea do Atlântico Norte; CAMP: Província Magmática do Atlântico Central; Rajm: Basaltos do Rajmahal; TVZ: Zona Vulcânica de Taupo; NW Aust: Platôs Oceânicos do

2.2 PBC do Paraná-Etendeka

A PBC do Paraná-Etendeka tem sua origem vinculada à fragmentação do Gondwana e ao início da abertura da porção sul do Oceano Atlântico. As lavas chegaram até a superfície através de fissuras muito profundas na litosfera, originadas durante este evento.

Cerca de 90% da Província PBC do Paraná-Etendeka encontra-se na América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente 1.200.000 km² sobre a Bacia do Paraná (75% da área desta bacia). O volume de lava é estimado em aproximadamente 790.000 km³ (Melfi *et al.*, 1988) e a altura da pilha vulcânica atinge, segundo Milani (1987) 1.700 m no centro da bacia (Fig. 5). Os 10% restantes desta província encontram-se em Etendeka (Namíbia), na África. Na época de sua formação, no entanto, as duas formavam uma única província magmática (Fig. 6).

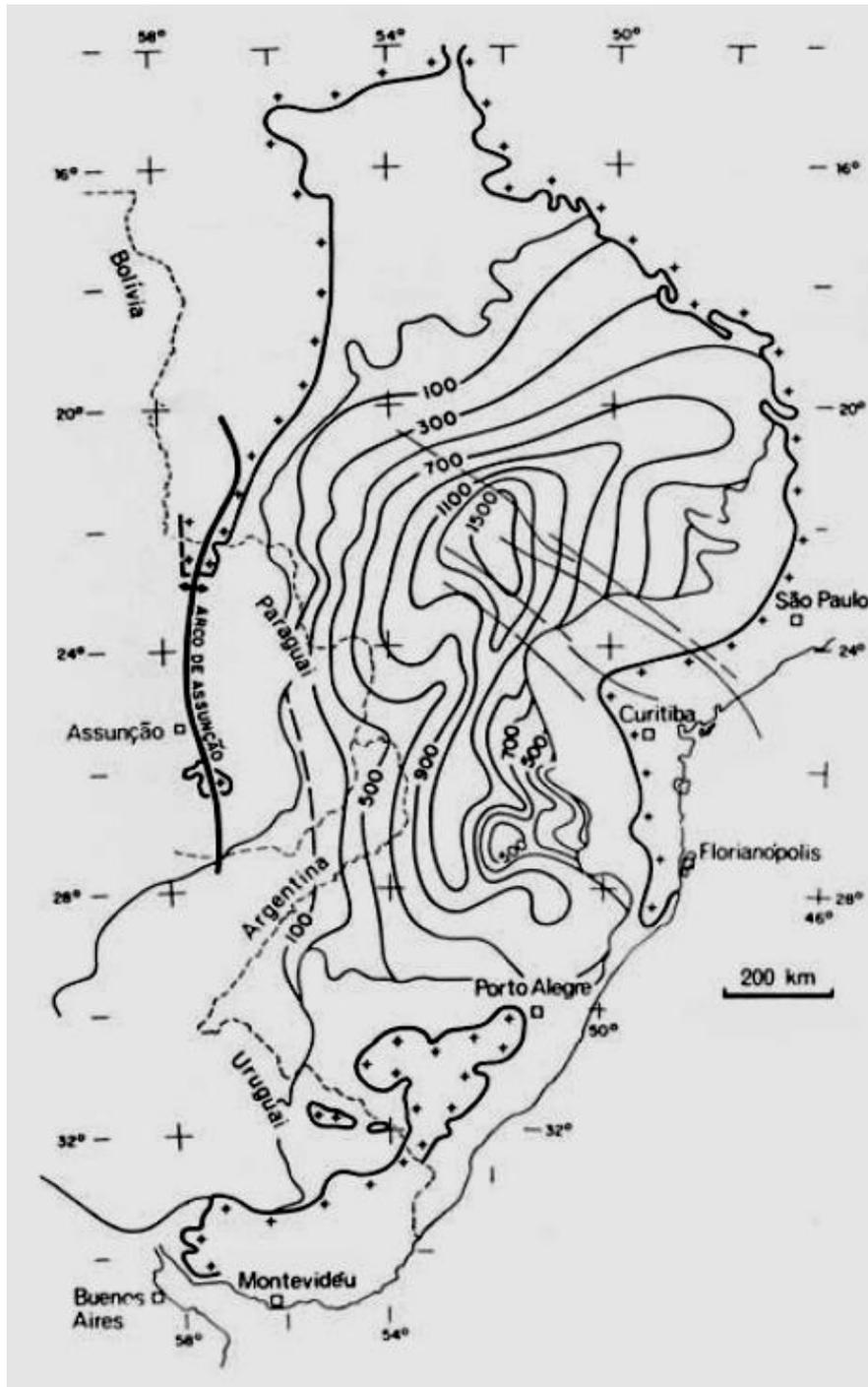


Figura 5 – Mapa de isópacas das rochas efusivas da FSG. As linhas finas representam importantes zonas de falhas (modificado de Zalán et al., 1990).

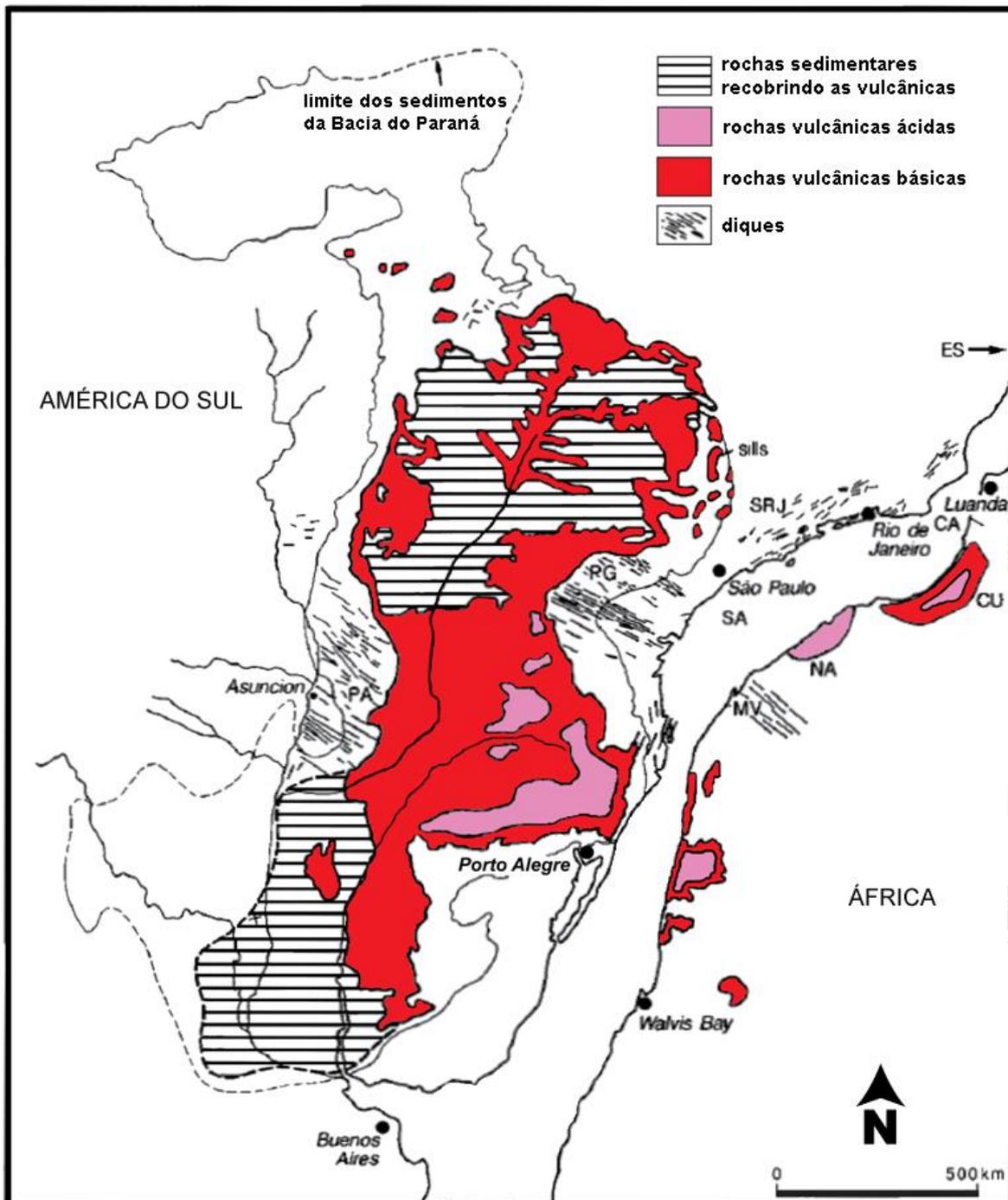


Figura 6 - Reconstrução da Província Basáltica Continental do Paraná-Etendeka durante a fase inicial de abertura da porção sul do Oceano Atlântico, mostrando a extensão do vulcanismo Paraná-Etendeka em relação aos sedimentos da Bacia do Paraná (modificado de Peate, 1997).

2.3 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral (FSG) foi proposta e introduzida como unidade estratigráfica por White (1908 *apud* Manassés, 2009). É composta predominantemente por basaltos e andesitos basálticos de afinidade toleítica (mais de 90% em volume). Efusivas de composição ácida ocorrem localmente no topo da sequência vulcânica, principalmente no sul do Brasil, nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Melfi *et al.*, 1988). As efusivas são acompanhadas por uma intensa atividade intrusiva, representadas por soleiras e diques que acompanham em geral as maiores descontinuidades estruturais da bacia.

As primeiras manifestações do vulcanismo ocorreram sobre o sistema eólico ativo da Formação Botucatu (Fig. 8), preservando localmente morfologias originais de dunas e feições sedimentares (Scherer, 2002; Waichel *et al.*, 2008). As rochas vulcânicas da FSG superpõem-se aos depósitos eólicos da Formação Botucatu, última unidade sedimentar da Bacia do Paraná. Em outros locais ocorre a interação entre lava e sedimento de origem lacustre, depositado sobre as efusivas durante pausas no vulcanismo, formando peperitos (Waichel, 2006).

Geoquimicamente as rochas básicas foram divididas em dois grupos com base nos conteúdos de TiO_2 : 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, traços e razões entre elementos traços, as rochas vulcânicas foram subdivididas por Peate *et al.* (1992) em seis tipos de magmas: Paranapanema, Pitanga, Ribeira (ao norte, com razões $Ti/Y > 300$), Esmeralda, Gramado e Urubici (ao sul, com razões $Ti/Y < 300$).

Apesar da ênfase na geoquímica da FSG (Rüegg, 1969), estas acumulações de lava não apresentam uma estratigrafia simples como o empilhamento de camadas tabulares, mas uma arquitetura interna e externa bastante complexa relacionada aos tipos de fluxo presentes, governada pela paleotopografia, pelo volume de lava expelido em cada evento vulcânico e pela sucessão destes eventos através do tempo (Jerram, 2002).

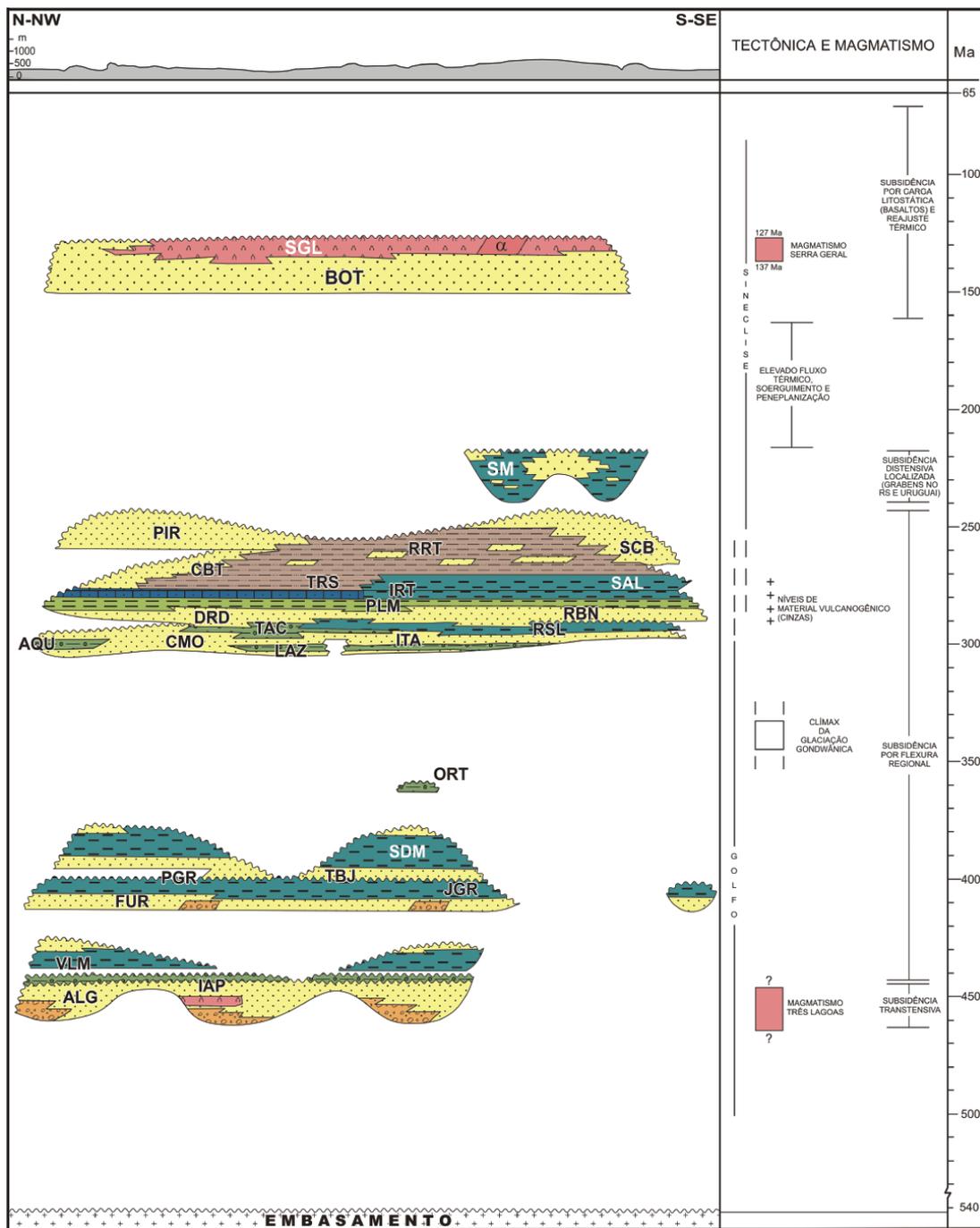


Figura 8 - Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas ao longo de uma seção NNW-SSE (modificado de Milani et al., 2007).

Datações obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicam idades entre 138-125 Ma, com clímax do vulcanismo entre 133-129 Ma (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994; Milner et al., 1995; Mincato, 2000). Recentemente, foi obtida em um dacito da região de Ourinho, uma idade $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de $134,3 \pm 0,8$ Ma (Janasi et al., 2011), similar, se considerada a incerteza do método, às datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (134,6-134,1 Ma) disponíveis para os basaltos de baixo Ti (tipos Gramado e Esmeralda) e ocorrências de dacito e riolito (tipo Palmas) do Sul do Brasil, que são supostamente mais antigos. Essa similaridade pode estar refletindo a curta duração desse vulcanismo, o que pode indicar uma expressiva taxa de efusão num curto espaço de tempo ou uma taxa menor, porém permanente no tempo.

2.4 Tipos de derrames basálticos e padrões de vesículação

Tradicionalmente, os fluxos de lava basáltica subaéreos são divididos em dois extremos morfológicos distintos, fundamentalmente diferentes: *'a'a* e *pahoehoe* (Macdonald, 1953, 1967 Keszthelyi, L. & Self, S. 1998.). Um perfil longitudinal esquemático de ambos os fluxos é mostrado na figura 9.

Na morfologia do tipo *'a'a* a lava é transportada em canais abertos construídos por altas taxas de erupção (Macdonald, 1953; Pinkerton & Sparks, 1976; Rowland & Walker, 1990), e perde de 2°C a 5°C / p/km o que restringe o deslocamento do derrame por longas distâncias. Caracteristicamente este tipo de derrame possui o topo e a base de escórias, com vesículas alongadas e reentrâncias das zonas escoriáceas e uma porção central maciça hipocritatlina gerada pela súbita desvolatização e resfriamento (MacDonald, 1953; Kilburn, 1990). O deslocamento dos fluxos *'a'a* lembram o movimento das esteiras de um trator. É um tipo de fluxo termicamente ineficiente, onde a crosta que se forma pelo rápido resfriamento da lava em contato direto com o ar é partida em blocos angulosos devido ao avanço de lava ainda quente no núcleo do derrame.

Fluxos *'a'a* são mais rápidos que os do tipo *pahoehoe*, o que pode ser devido a uma maior taxa de efusão na área fonte e/ou a uma maior declividade no terreno. A figura 10 mostra dois exemplos de fluxos *'a'a* atuais, e a figura 11 mostra um exemplo de um fluxo *'a'a* da Formação Arapey, equivalente uruguaia da Formação Serra Geral.

Na morfologia *pahoehoe* a lava é transportada em um sistema fechado (Thordorson, & Self, 1998) produzido pelo rápido resfriamento das porções externas (vítreas) e preserva mais a temperatura do sistema (em geral 1100° C), permitindo uma perda de calor muito lenta (condução), cerca de 0,5° C por km . Dessa forma, estima-se que este tipo de derrame se desloca por até centenas de quilômetros, em superfícies horizontalizadas (<5°), antes da lava solidificar completamente (em torno 1000°C-950°C). Este tipo morfológico se desenvolve quando a taxa de erupção é baixa, o que gera uma estruturação interna dividida em zona superior, núcleo e zona inferior (MacDonald 1953, Aubele et al., 1988, Self et al., 1996). O avanço inicial da lava ocorre na forma de um lobo com pequena espessura, onde a zona superior é rapidamente formada, podendo o fluxo em seguida ser inflado, se a topografia assim permitir (Hon et al., 1994). As superfícies de lavas *pahoehoe* podem ser lisas, onduladas ou em corda. Fluxos *pahoehoe* apresentam superfícies suaves, frequentemente deformadas pelo próprio fluxo e formando estruturas conhecidas como lava em corda. Este tipo de fluxo se dá pelo lento avanço de pequenos lobos onde inicialmente se forma uma crosta fina, de comportamento plástico, devido ao resfriamento da lava em contato direto com o ar. Com o contínuo resfriamento da lava, a crosta tende a espessar e se tornar mais rígida, e aumenta também sua capacidade de reter o fluxo de lava, causando a inflação e a coalescência lateral dos lobos, devido à recarga constante de lava vinda da fonte. Quando a inflação se torna maior do que a capacidade da crosta de retê-la, o lobo se rompe, gerando um novo lobo. A repetição deste processo produz uma sucessão de lobos inflados interligados, com morfologia externa tabular, formando o que chamamos de *sheet flow* (Fig. 12) (Hon et al., 1994).

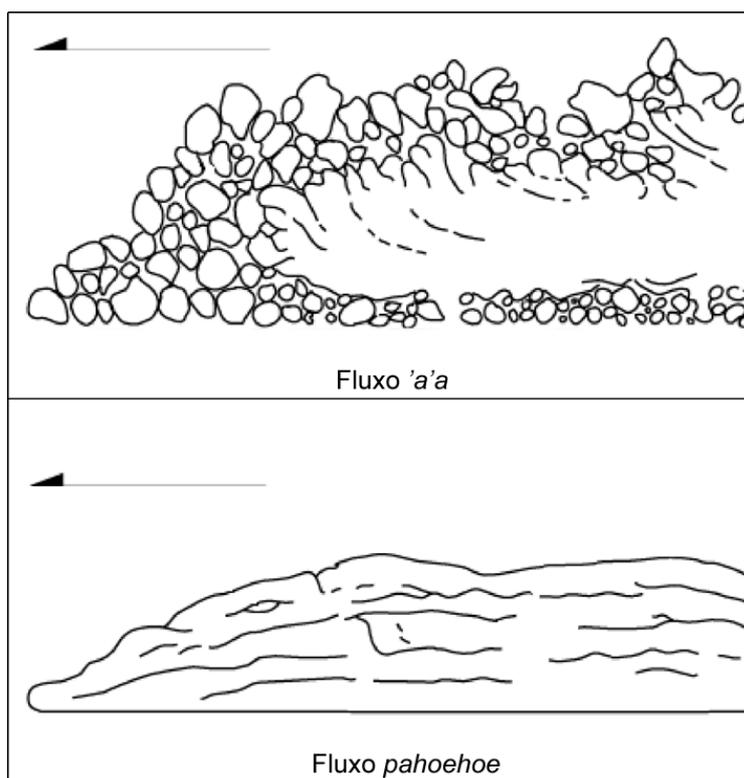


Figura 9 – Corte longitudinal mostrando a morfologia característica de fluxos 'a'a e pahoehoe. A seta indica a direção do fluxo (modificado de Lockwood e Lipman, 1980).

Segundo observações no Havai, a formação de *sheet flows* ocorre em terrenos com inclinação de no máximo dois graus, e geralmente menores do que um grau. Terrenos com inclinação mais alta causam a formação de lobos alongados que não coalescem lateralmente, e favorecem a formação de fluxos canalizados ao invés de *sheet flows* (Hon *et al.*, 1994). Assim, a identificação de fluxos inflados fornece informações fundamentais sobre o paleorrelevo (Cashman e Kauahikaua, 1997).

Padrões morfológicos intermediários entre os tipos *pahoehoe* e 'a'a (p.ex *slabby pahoehoe*) também são encontrados nas PCB (Rowland & Walker, 1987).

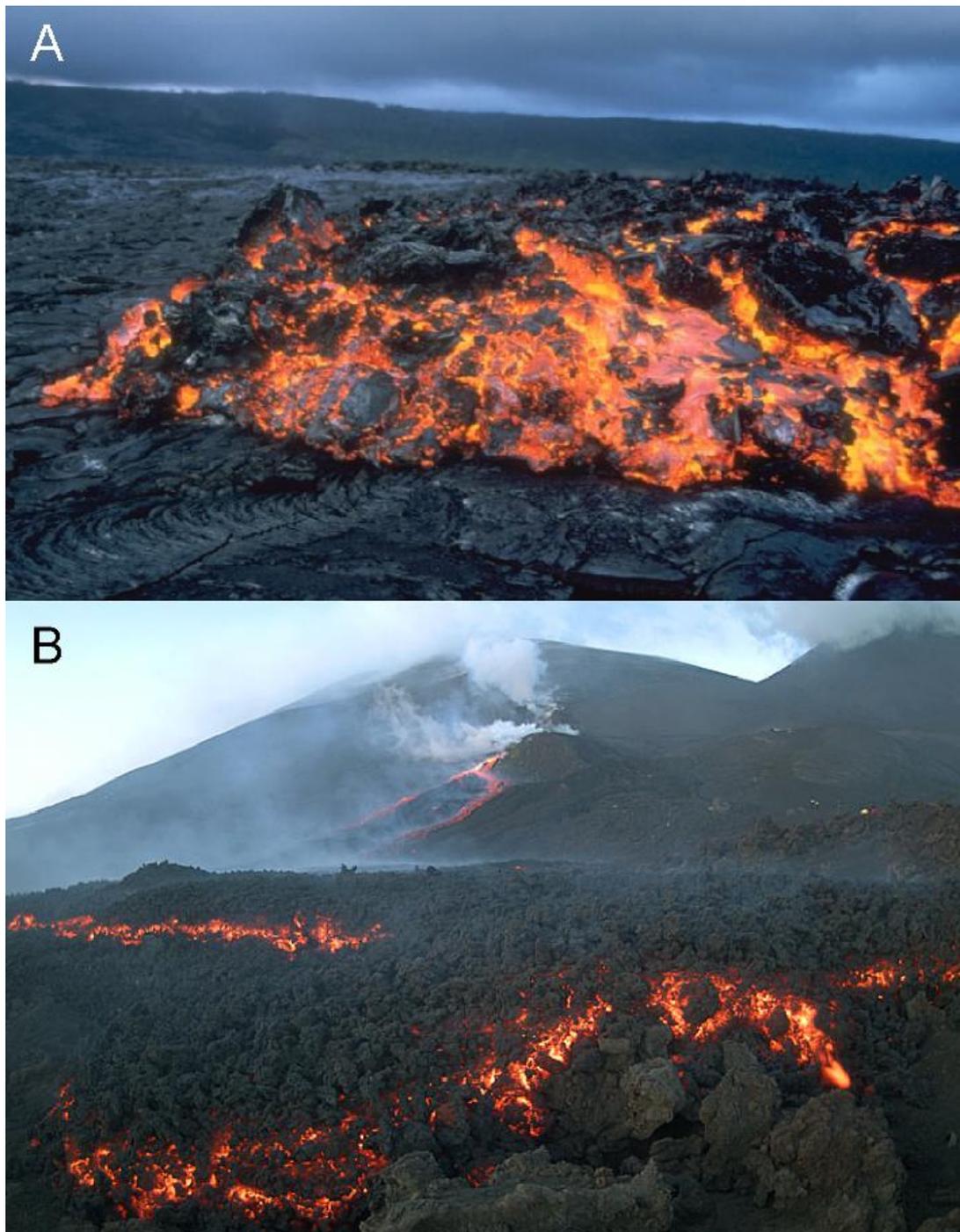


Figura 10 – Fluxos do tipo 'a'a no Havai. (A) Frente de fluxo 'a'a sobre fluxo *pahoehoe* mais antigo. (B) Extensão de fluxo 'a'a (fonte: Google Imagens).

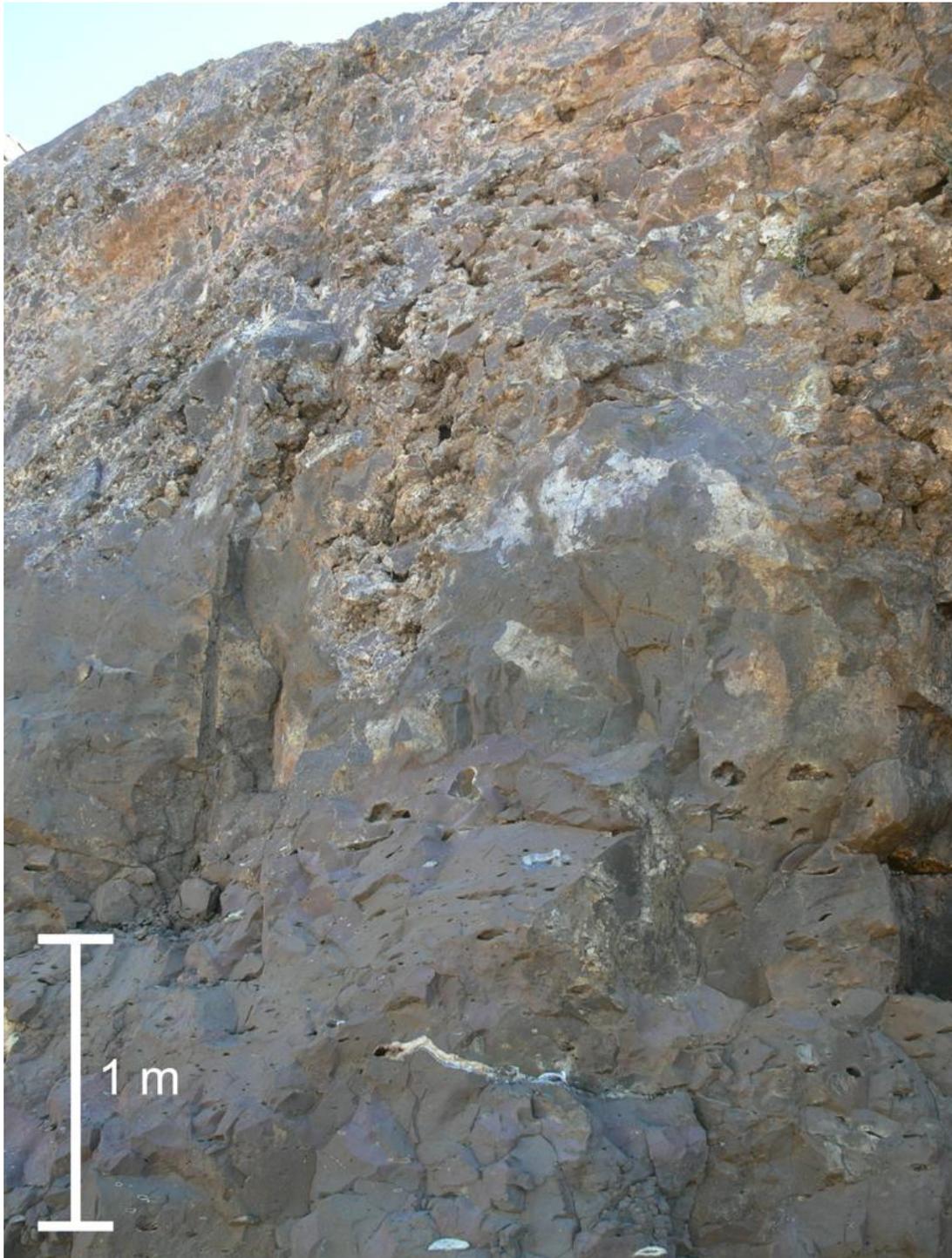


Figura 11 – Fluxo 'a'a da Formação Arapey, equivalente uruguaia da Formação Serra Geral, com o topo blocado e o núcleo maciço, apresentando algumas vesículas deformadas pelo fluxo, preservados.



Figura 12 – *Sheet flow* no Havai, formado por fluxo pahoehoe inflado, mostrando coalescência lateral, rompimento e geração de lobos, e formação de lava em corda na superfície de diversos lobos (fonte: Google Imagens).

É bastante comum em fluxos basálticos subaéreos a vesiculação, porém a forma das vesículas e a distribuição nos tamanhos variam muito. Todavia, os padrões de vesiculação são sistemáticos entre os diferentes tipos morfológicos de lavas e mostram uma constância dentro de cada tipo, o que torna possível o uso em conjunto com outras estruturas presentes na identificação do tipo de derrame.

Em fluxos 'a'a as vesículas são tipicamente pouco abundantes (menos de 20% do volume) e tendem a ser distorcidas (Macdonald, 1953, 1967).

Fluxos *pahoehoe*, como são “fechados”, geralmente contem muitas vesículas (20 a 60% do volume), e estas formam estruturas características, desenvolvidas durante o escoamento e resfriamento da lava, pela segregação de fluidos na forma de gases da porção basal do derrame após a cristalização atingir 35 a 50% do volume (Cashman e Kauahikaua, 1997). Baseados nestas estruturas vesiculares características, foram definidos dois tipos de lobos em fluxos *pahoehoe*. Walker (1989) chamou de tipo S os lobos “esponjosos”, com vesículas esféricas distribuídas por todo o núcleo. Wilmoth e Walker (1993) chamaram de tipo P os lobos contendo *pipe vesicles*, e que apresentam tipicamente um núcleo maciço e vesículas concentradas no topo. Lobos do tipo S formam-se quando a inflação é mínima, enquanto fluxos inflados invariavelmente geram lobos do tipo P (Self *et al.*, 1998). A figura 13 ilustra a evolução dos padrões de vesiculação em lavas *pahoehoe*.

Pipe vesicles tem geralmente um diâmetro milimétrico e altura variável (mas raramente ultrapassando 10 cm) e ocorrem sempre na base dos lobos do tipo P, sendo indicadores confiáveis. *Vesicle cylinders* ocorrem no núcleo dos lobos do tipo P, são bem maiores, e comumente dão lugar a *vesicle sheets*, com espessuras que podem variar de 1 a 20 cm, na base da crosta superior. *Vesicle cylinders* e *vesicle sheets* são indicativos de inflação, e podem funcionar como estruturas de segregação de líquidos diferenciados, muito similares a veios de segregação, e apresentar textura típica de micropegmatito.

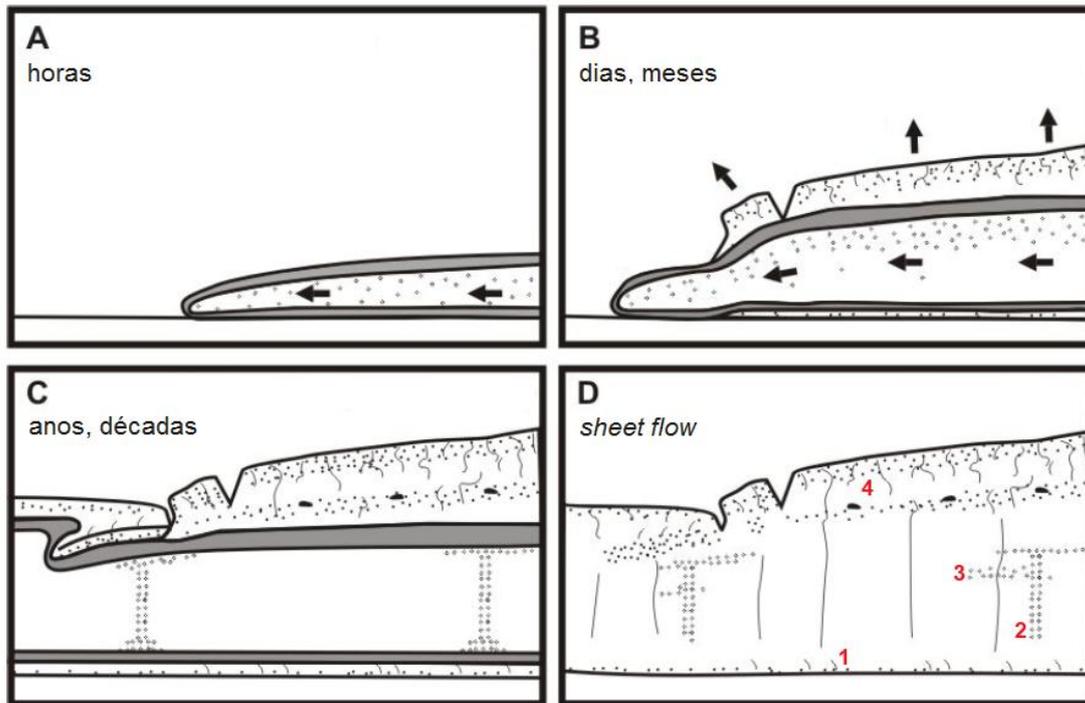


Figura 13 – Evolução da morfologia *pahoehoe* (modificado de Self et al., 1996). (A) Avanço e formação de crosta plástica. (B) Formação de crosta rígida e topo vesicular, inflação e geração de novo lobo. (C) Espessamento da crosta rígida e formação do padrão de vesícula.

3 PERFIL LAJEADO-POUSO NOVO

A figura 14 mostra o perfil realizado na área de estudo plotado em um mapa de elevação do terreno (SRTM, disponível para *download* na página na *internet da Earth Science Data Interface*), e a figura 15 mostra o perfil de relevo do mesmo. As imagens foram trabalhadas no aplicativo Global Mapper 11.

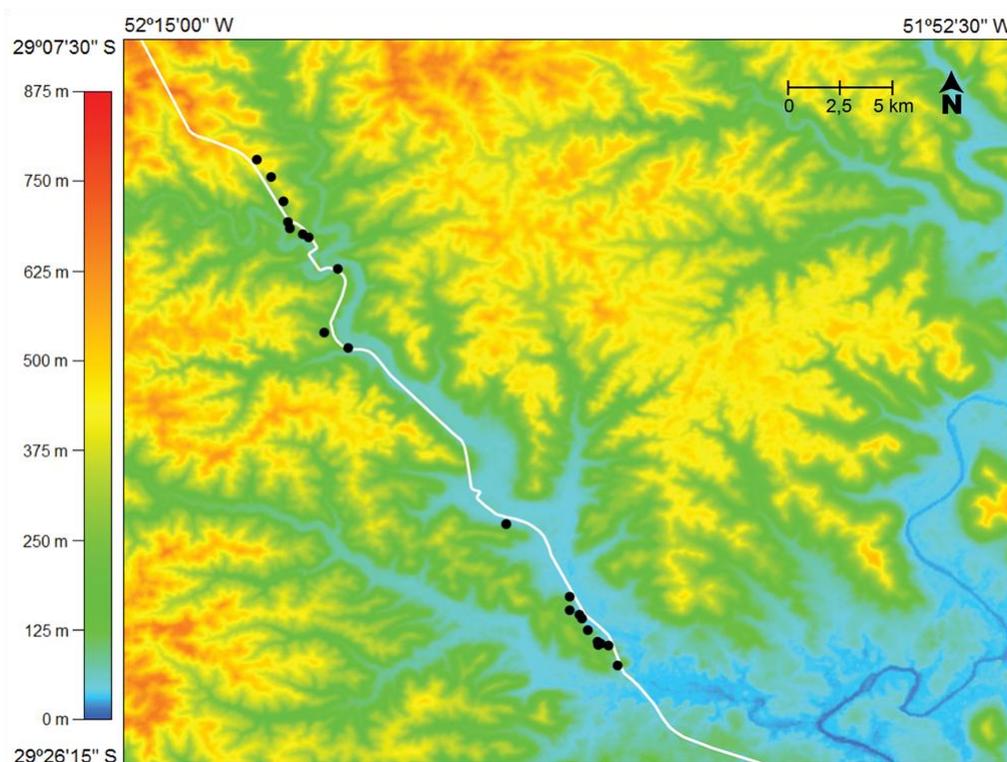


Figura 14 – Mapa de elevação do terreno da área de estudo mostrando os pontos do perfil realizado (em preto) e a rodovia BR-386 (em branco).

Estratigraficamente, o perfil realizado se estende desde a interface entre os primeiros basaltos da FSG e os depósitos eólicos da Formação Botucatu na região até os vitrófiros encontrados no topo da sequência vulcânica. A figura 16 mostra o perfil realizado ilustrado em um mapa geológico da região na escala de 1:250.000. Segundo este mapa, rochas efusivas ácidas da FSG seriam encontradas logo nos primeiros pontos do perfil, fato que não se mostrou verdadeiro durante a realização do mesmo. A figura 17 que mostra o perfil realizado plotado em um mapa geológico de escala 1:750.000, retrata mais fielmente o que foi encontrado em campo, apesar da escala menor, com as rochas efusivas ácidas da FSG sendo encontradas apenas nos últimos pontos do perfil, nas cotas mais altas.

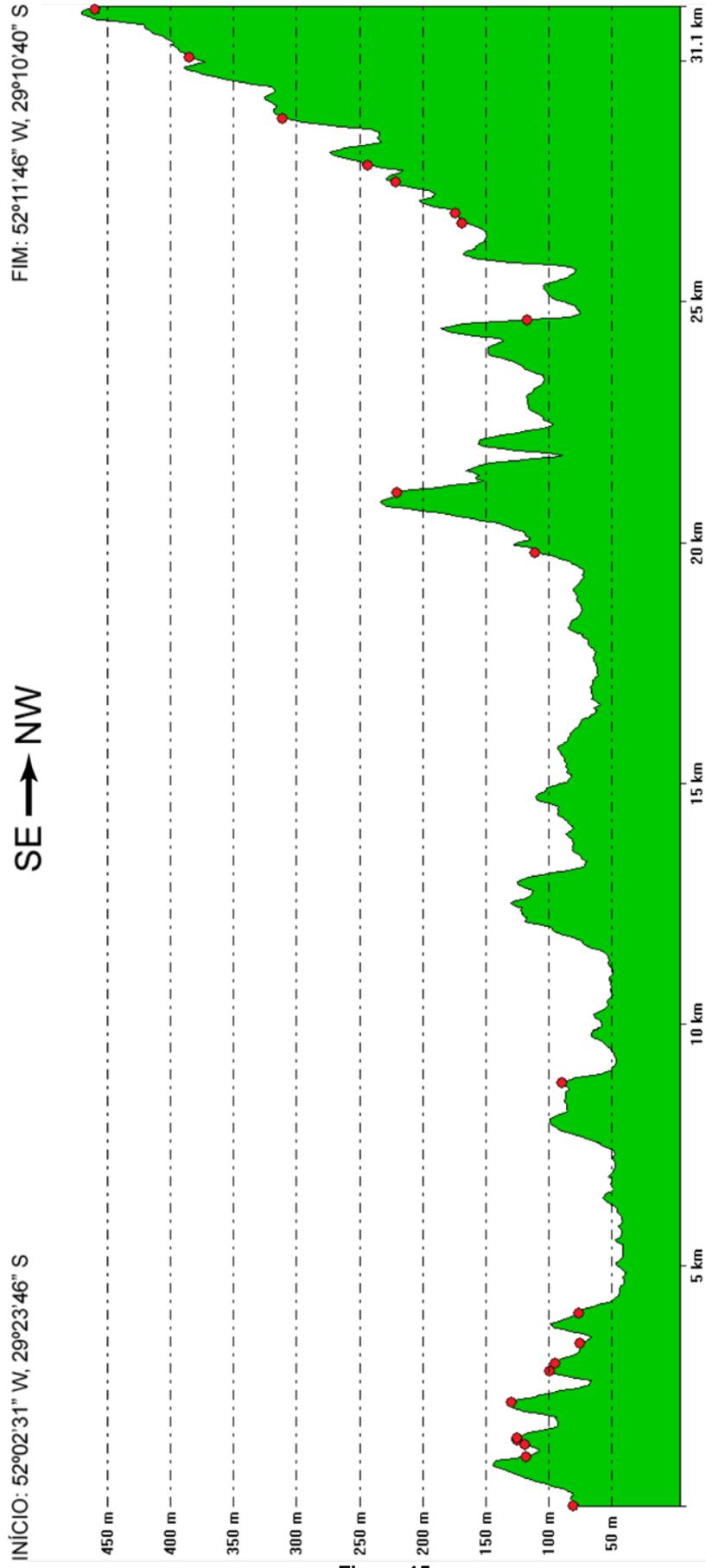


Figura 15 -

Figura 15— Perfil de relevo contendo os pontos do perfil realizado na área de estudo, ao longo da rodovia BR-386, com um exagero vertical de 25 vezes.

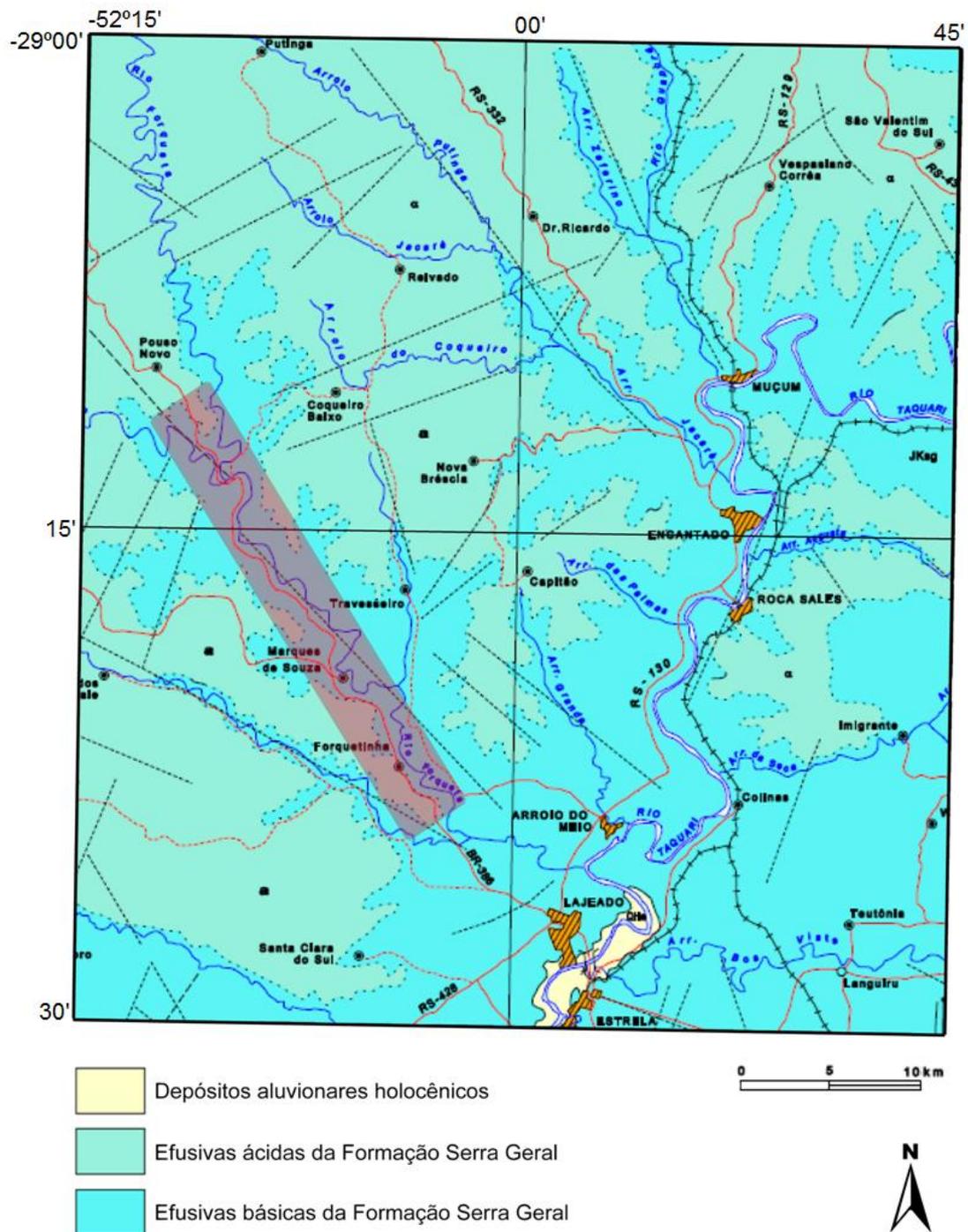


Figura 16 – Mapa geológico compreendendo a área de estudo (modificado da folha SH.22-V-D, escala 1:250.000, IBGE, 2003).

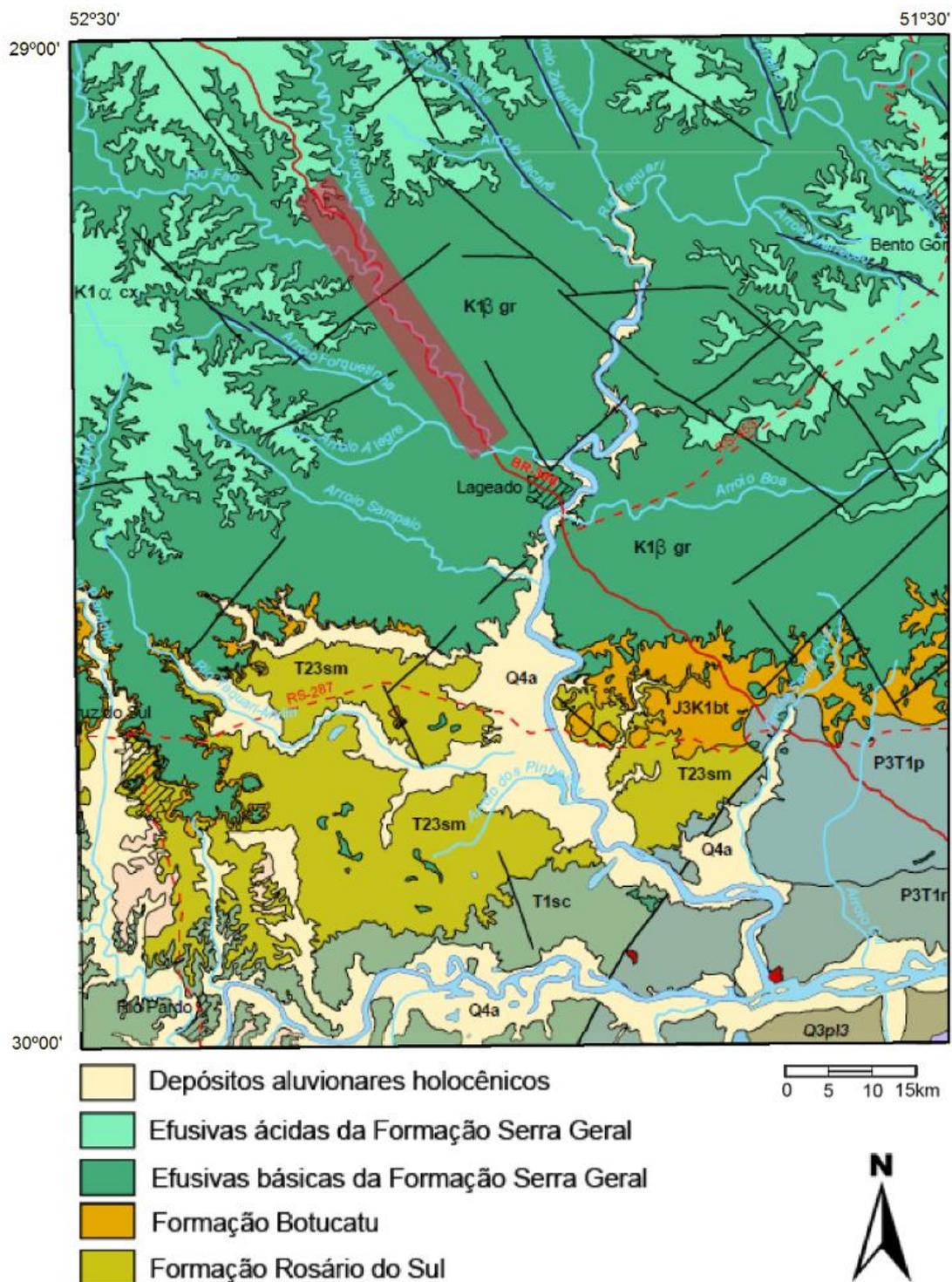


Figura 17 – Mapa geológico compreendendo a área de estudo (modificado do Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000, CPRM, 2008).

A ausência de registros dos depósitos eólicos da Formação Botucatu nos dois mapas geológicos deve-se as dimensões muito pequenas destes afloramentos que não permitem que sejam incluídas na escala dos mapas.

3.1 Estratigrafia e estruturas do vulcanismo da Formação Serra Geral no perfil Lajeado-Pouso Novo

No presente capítulo as expressões utilizadas na descrição dos derrames basálticos e das estruturas relacionadas é fundamentada na investigação de fluxos de lavas ativas no Hawaí e discutidas para a Formação Serra Geral por Waichel et al 2006).

Lobo é a expressão utilizada para descrever pequenos corpos de lava, com forma de lobo em planta, que geralmente apresentam bordas afanítica devido ao rápido resfriamento. Lobos tipo P possuem vesículas em forma de tubo (*pipes*) na base, e bordas maciças. Lobos do tipo S são caracterizados pela distribuição homogênea das vesículas (*spongy*).

A expressão derrame (*lava flow*) refere-se aos produtos gerados por uma única e contínua efusão. Na área estudada a estimativa da espessura dos derrames foi feita com base em derrames completos ou em derrames que possuem a zona superior totalmente preservada. Os derrames tem espessura média entre 6 m, e podem ter sido gerados pela aglutinação de vários lobos (derrame composto) ou por um lobo único (derrame simples).

Junto aos contatos com os arenitos eólicos da Formação Botucatu, em cotas da ordem de 60 m predomina fluxos *pahoehoe* compostos. Este conjunto de lobos de pequena espessura (até um metro) é sucedido por fluxos simples, formados por lobos individuais de maior espessura. Foram identificados alguns com porções de núcleo da ordem de cinco metros de espessura nas cotas mais altas (Fig. 18).

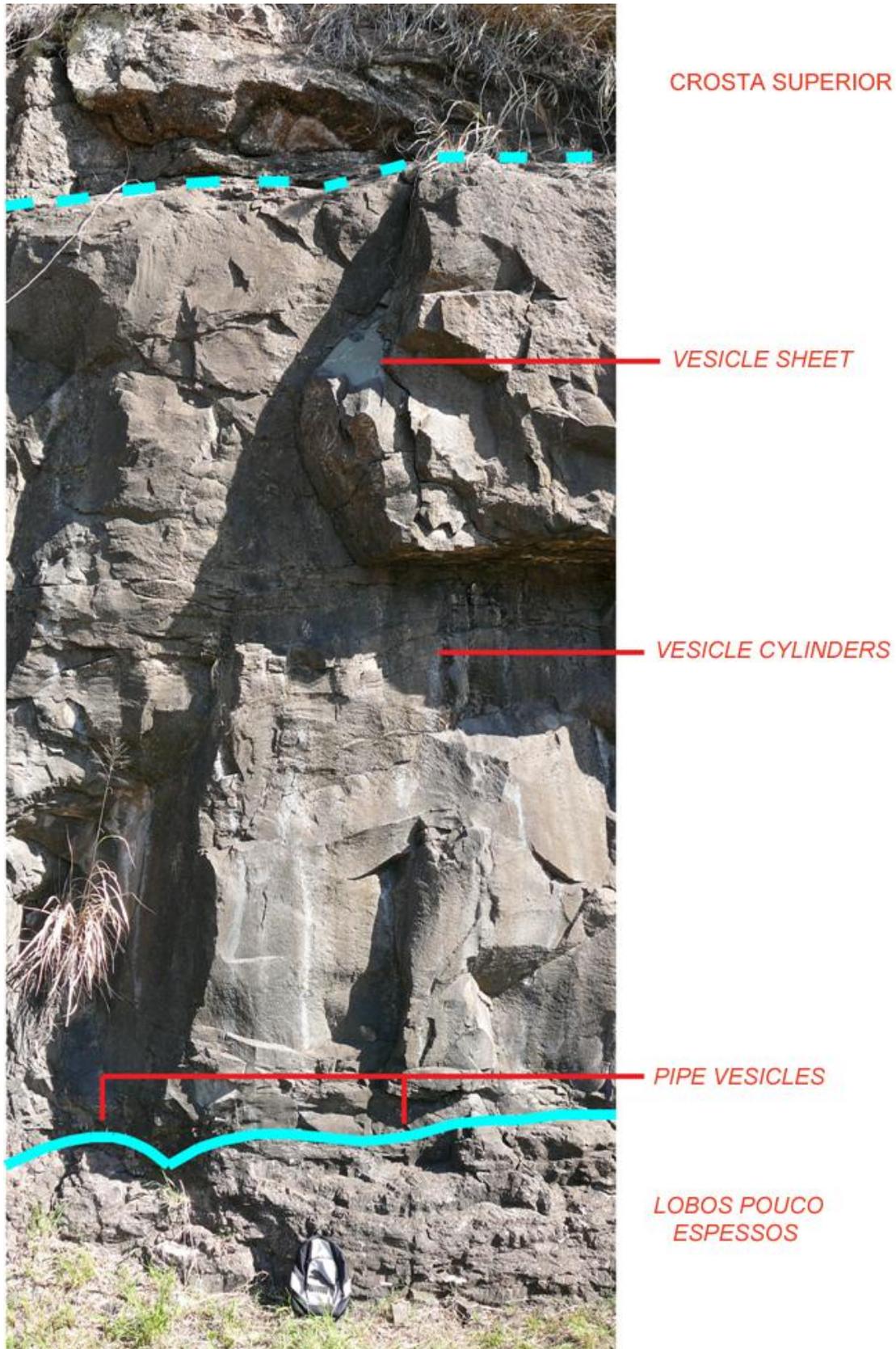


Figura 18 – Lobo de grande espessura recobrimdo lobos pouco espessos. Altura da mochila: 50 cm.

Baseando-se nestes afloramentos onde é possível observar a sucessão dos tipos de fluxo e nas cotas onde foi encontrado cada um deles, aliado a outras observações feitas em campo, foi possível estabelecer uma cota limite média de 90 m, abaixo da qual ocorrem os fluxos compostos, com lobos de espessura máxima de aproximadamente um metro, e acima ocorrem fluxos simples formados por lobos de maior espessura.

Nos derrames diversas estruturas vesiculares foram identificadas e permitiram definir e individualizar lobos ao longo de todo o perfil. *Pipe vesicles* são encontrados em todos os lobos menores, cuja espessura não alcança um metro, e em boa parte dos maiores (Fig. 19). Como feições de superfície são comuns as cordas, especialmente em lobos menores (Fig. 20), sendo que alguns destes apresentam-se completamente preservados, envoltos em uma crosta originalmente vítrea (Fig. 21).



Figura 19 – *Pipe vesicles* na base de um lobo na área de estudo. É possível notar o topo vesicular no lobo sotoposto.

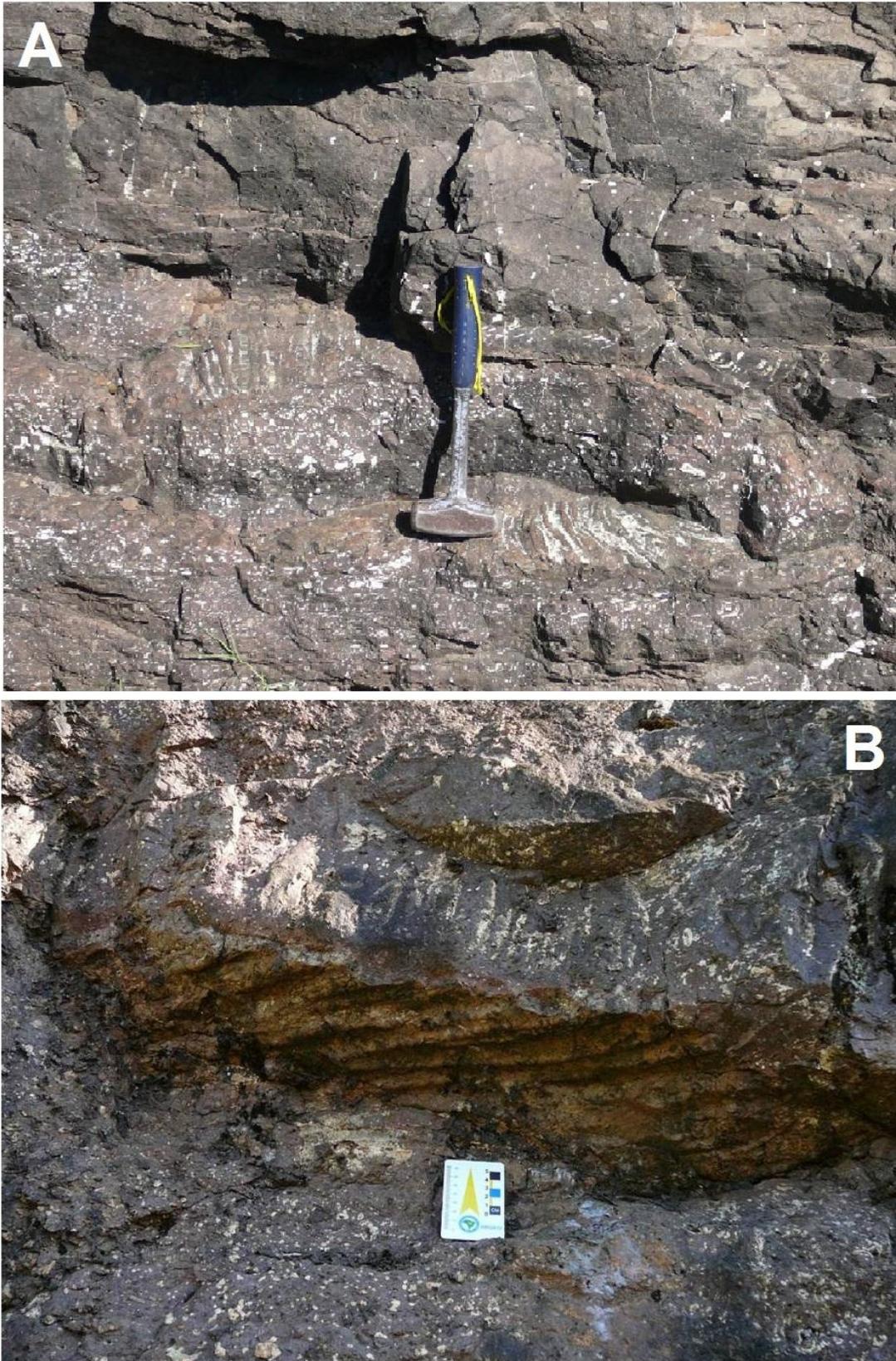


Figura 20 – Fotografias de lavas em corda na área de estudo. (A) lavas em corda na superfície de dois lobos. (B) contramolde de lava em corda na base de um lobo.



Figura 21 – Lobo completamente preservado envolto em crosta vítrea.

A grande maioria dos lobos maiores apresenta *vesicle cylinders* (Fig. 22) em seu núcleo e *vesicle sheets* (Fig. 23) na porção mais próxima ao topo. A figura 24 mostra a porção de núcleo de um lobo grande, apresentando vários exemplos dessas estruturas. A figura 25 mostra um exemplo de individualização de lobos através da utilização destas estruturas vesiculares.



Figura 22 – Detalhe de *vesicle cylinder* no núcleo de um lobo.



Figura 23 – Detalhe de *vesicle sheet* próximo ao topo de um lobo.

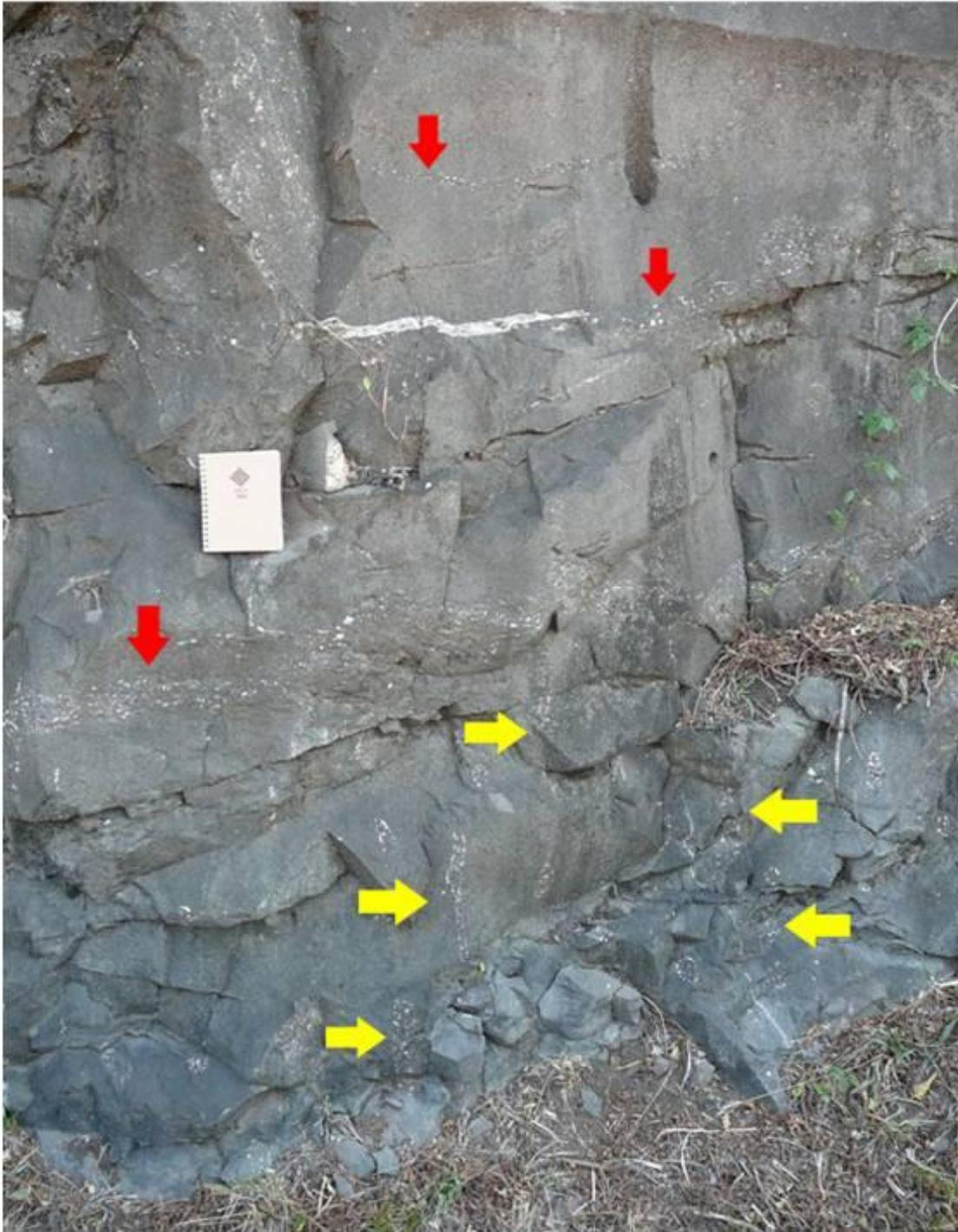


Figura 24 – *Vesicle cylinders* (setas amarelas) e *vesicle sheets* (setas vermelhas) na porção de núcleo de um lobo bastante grande. Altura da caderneta: 21 cm.



Figura 25 – Individualização de lobos utilizando as estruturas vesiculares.

Estas estruturas permitem classificar os lobos encontrados como tipo P, o que indica que os basaltos da área de estudo foram formados através de fluxos *pahoehoe* inflados, não canalizados, caracterizando um *sheet flow*. Pode-se inferir, portanto, através destas características, que o escoamento destas lavas se deu sobre um paleorrelevo sub-horizontal, com inclinação menor que dois graus.

Na passagem de fluxos compostos para simples, constata-se um aumento da espessura dos lobos em direção ao topo da sequência vulcânica, sugerindo um aumento de volume no suprimento de lava, causando uma maior inflação nos lobos.

Nas cotas próximas a 160 m observa-se uma brusca modificação na morfologia dos derrames. Ao invés de morfologias pahoehoe composta e simples observa-se um derrame espesso hemicristalino com aspecto blocado com cor laranja-avermelhada comum de sistemas vulcânicos oxidados (Fig. 26). O traço petrográfico marcante deste derrame básico na área é a textura afanítica e hipocristalina que difere dos lobos e derrames pahoehoe anteriores que são texturalmente fanerítico fino a médio e com fenocristais de plagioclásio. O aspecto “bocado” do derrame aliado a textura hemicristalina é indicativa de um sistema que resfriou muito rapidamente, comum em morfologias do tipo `a`a.



Figura 26 – Derrame basáltico `a`a, caracterizado pelo fluxo blocado. Martelo: 35 cm.

Esses derrames são sucedidos por riolitos em uma cota em torno de 275 m, que persistem até a cota de 450 m, onde afloram vitrófiros de composição ácida (Fig. 27).

A figura 28 ilustra os domínios vulcanológicos descritos acima. Duas observações devem ser feitas nesta figura. A porção verde compreende inclui também os arenitos da Formação Botucatu, além dos fluxos *pahoehoe* compostos, e embora os domínios representados encontrem-se delimitados por uma reta na figura, não queremos aqui dar a entender que os limites sejam realmente horizontais. Para definir esta associação de fácies corretamente são necessários mais trabalhos na região, inclusive em outras áreas próximas a esta.

No ponto referido pela letra I nesta figura foi encontrado um *intertrap* de arenito no basalto, entre dois lobos bastante espessos (Fig. 28), indicando que a sedimentação eólica da Formação Botucatu continuou ativa durante boa parte da evolução da Formação Serra Geral na região. No ponto demarcado com a letra P foram encontrados peperitos, resultado da interação entre o derrame basáltico e sedimentos finos do tipo silte e argila, indicando um ambiente lacustre restrito (Fig. 29). Associações deste tipo na FSG foram descritas por Waichel (2006) no oeste do Paraná.



Figura 27 – Vitrófiro de composição ácida, com bandas de colorações distintas devido à desvitrificação heterogênea.

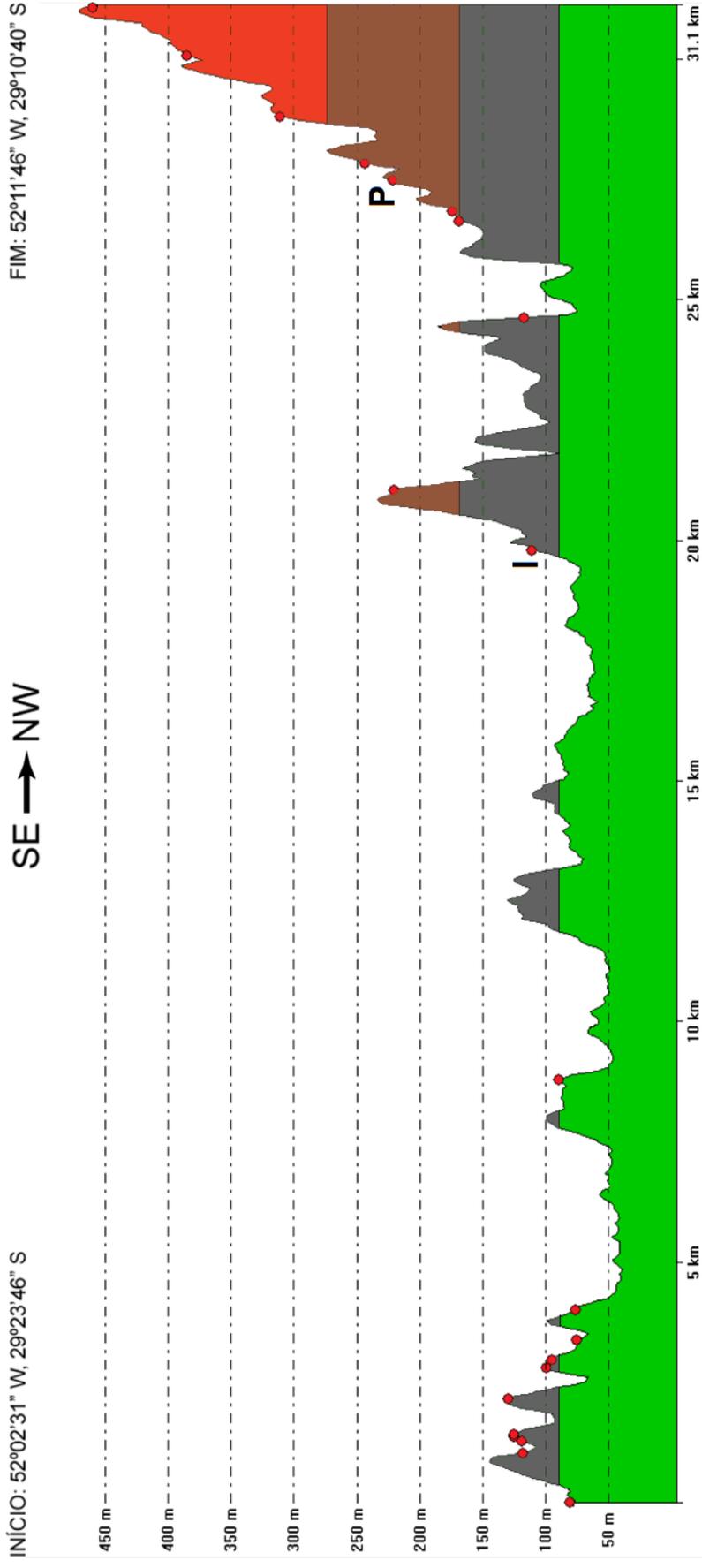


Figura 28 – Perfil de relevo com exagero vertical de 25 vezes ilustrando os domínios vulcanológicos encontrados na área de estudo. VERDE – fluxos *pahoehoe* compostos, CINZA – fluxos *pahoehoe* simples, MARROM – derrames a'a, VERMELHO – vitrófiros.

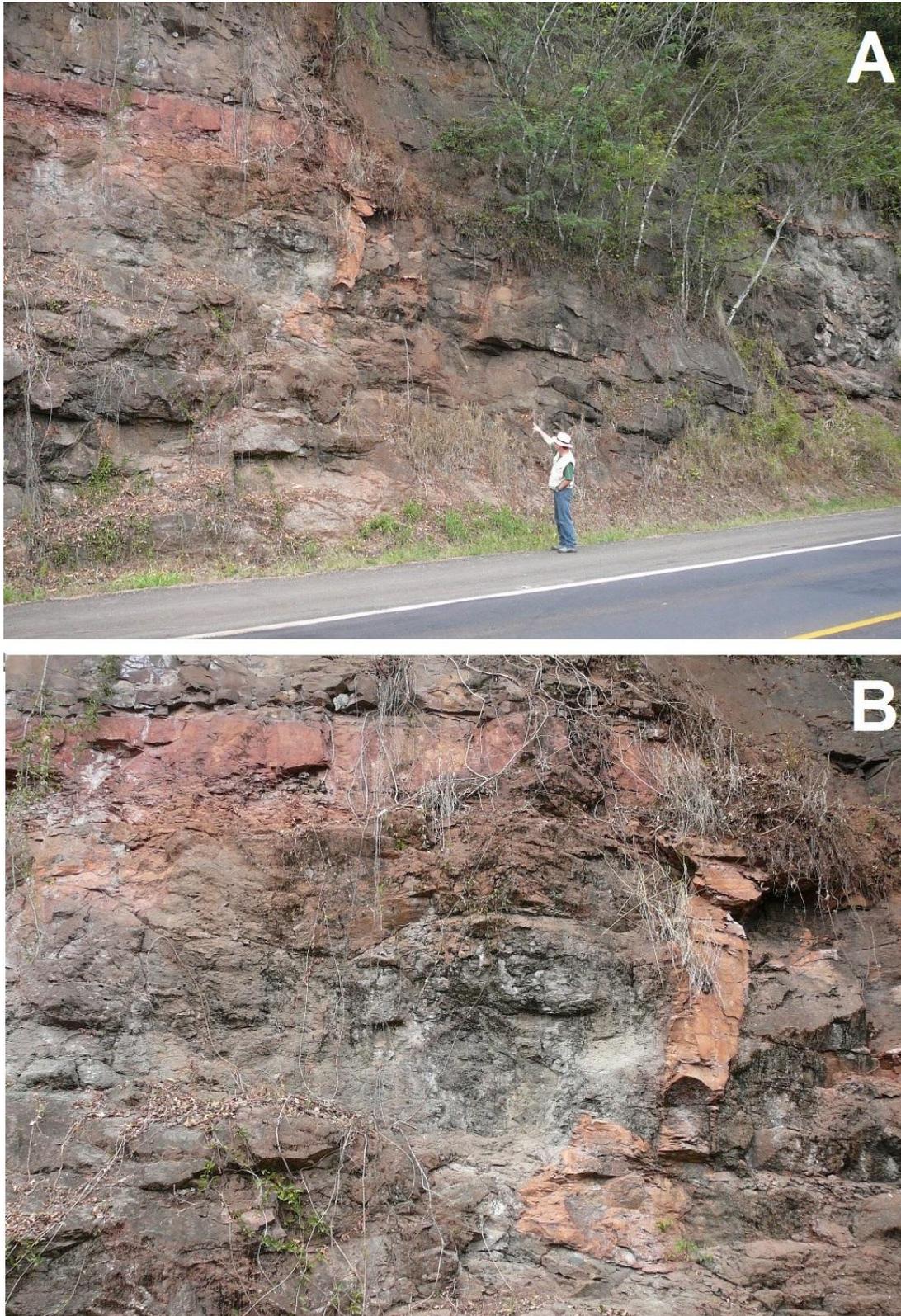


Figura 28 – *Intertrap* de arenito no basalto. (A) Camada de arenito com aproximadamente 1,5 m de espessura depositada entre dois lobos bastante espessos. (B) Detalhe da camada e da infiltração de arenito em uma fratura no lobo inferior, gerada pela inflação do lobo.



Figura 29 – Peperito gerado pela interação entre sedimento lacustre e lava `a`a.

3.2 Resultados da gamaespectrometria no perfil Lajeado Pouso Novo

A gamaespectrometria mostrou eficiência limitada na individualização de lobos nos derrames básicos, fato este possivelmente relacionado à baixa resolução do aparelho. Destaca-se, no entanto, que foi possível identificar padrões diferentes nos fluxos *pahoehoe* compostos e simples. Na separação de rochas vulcânicas de diferentes composições o método se mostrou bastante eficiente, como já era esperado.

As tabelas 1, 2, 3, 4, 5 e 6 mostram todos os valores gamaespectrométricos obtidos nos arenitos eólicos da Formação Botucatu, nos fluxos *pahoehoe* compostos, nos fluxos *pahoehoe* simples, nos basaltos `a`a nos riolitos e nos vitrófiros, respectivamente. A tabela 7 mostra a média dos valores obtidos em cada um dos parâmetros para cada uma destas fácies vulcânicas.

Tabela 1 – Valores gamaespectrométricos obtidos na Formação Botucatu.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
7,7	1,6	2,2	3,3
10,2	2,0	1,0	7,2
9,7	1,9	2,3	5,7
9,0	1,9	1,9	3,7
8,3	1,7	1,4	4,9
7,6	1,6	2,0	3,4

Tabela 2 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos fluxos *pahoehoe* compostos.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
4,3	0,8	0,7	6,3
4,9	0,9	1,6	5,5
4,2	0,7	1,7	3,7
4,7	0,8	1,7	4,3
6,2	1,3	1,2	6,3
5,8	1,2	1,0	5,4
6,2	1,2	2,6	3,4
6,8	1,2	1,9	5,5
7,5	1,3	2,0	6,5
5,5	0,9	1,7	5,7
6,3	1,2	1,8	5,0
4,4	0,6	1,9	5,9
5,7	1,0	1,5	4,3
5,3	0,9	1,4	3,8
4,8	0,8	2,0	4,1
5,7	1,0	2,2	4,1
6,4	1,2	2,2	3,4
6,2	1,2	1,7	5,4
6,3	1,0	2,7	4,0
7,0	1,3	2,2	4,4
5,6	1,0	0,6	6,7
5,1	0,8	1,5	4,7

5,3	0,9	1,5	4,4
5,2	1,1	0,9	5,5
5,6	1,0	1,2	5,7
6,1	1,1	1,7	6,2
6,3	1,2	1,4	6,8
5,8	1,0	2,0	5,8
5,3	1,1	1,9	4,4
5,6	1,1	1,5	4,6
6,5	1,2	1,8	5,2
5,1	0,8	1,7	5,1
5,0	0,8	1,6	6,2
5,5	1,0	1,4	5,9
4,3	0,8	2,2	4,5
4,3	0,8	1,5	5,1
5,4	0,9	2,7	4,6
4,8	0,9	0,6	5,4
4,6	0,8	1,3	5,6
6,1	1,1	1,5	6,6
5,0	0,8	1,5	5,7
4,9	0,8	1,7	5,6
4,5	0,7	1,6	5,3

Tabela 3 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos fluxos *pahoehoe* simples.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
8,3	1,6	1,5	5,9
8,1	1,5	2,3	5,1
8,2	1,7	2,2	3,6
6,7	1,3	1,5	4,2
7,3	1,4	2,2	3,7
8,8	1,6	1,7	7,3
7,3	1,3	1,6	5,8
8,2	1,5	1,6	6,7
7,6	1,3	2,2	5,3

8,4	1,6	1,6	6,4
7,2	1,6	1,3	4,8
7,2	1,6	2,1	4,6
7,4	1,3	2,0	5,9
7,4	1,5	0,9	6,9
7,5	1,3	1,8	5,2
8,0	1,3	1,8	7,4
10,0	2,0	1,9	5,4
8,1	1,3	1,8	8,2
9,4	1,4	3,0	5,4
8,9	1,5	2,0	6,8
9,0	1,6	2,4	4,7

Tabela 4 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos basaltos `a`a.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
8,9	1,6	2,6	5,4
8,6	1,2	1,7	8,0
9,3	1,5	2,1	7,2
9,7	1,4	2,9	8,7
7,9	1,3	2,1	6,4
9,0	1,3	2,2	8,1
7,5	1,2	2,3	6,1
6,3	0,9	2,4	6,7
7,4	1,1	3,3	4,1

Tabela 5 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos riolitos.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
30,5	4,5	6,6	19,0
36,6	5,4	8,7	21,1
31,0	4,3	7,4	18,6
33,2	4,7	7,7	19,8
30,6	4,8	7,0	18,9

27,3	3,9	7,3	15,9
26,1	3,6	6,4	15,4
29,4	4,1	7,7	17,8
21,0	3,2	5,8	15,5
20,3	2,8	5,8	11,0
22,4	3,2	4,4	16,9
21,1	3,1	4,5	15,3

Tabela 6 – Valores gamaespectrométricos obtidos nos vitrófiros.

CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
23,3	2,7	7,4	18,6
24,1	2,4	9,2	17,0
20,4	2,2	7,9	15,7
23,3	2,7	7,4	18,6

Tabela 7 – Média dos valores gamaespectrométricos obtidos em cada um dos parâmetros para cada uma das fácies vulcânicas.

	CT (ppm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
FORMAÇÃO BOTUCATU	8,8	1,8	1,8	4,7
FLUXOS <i>PAHOEHOE</i> COMPOSTOS	5,5	1,0	1,6	5,2
FLUXOS <i>PAHOEHOE</i> SIMPLES	8,1	1,5	1,9	5,7
DERRAMES A'A'	8,3	1,3	2,4	6,7
RIOLITOS	27,5	4,0	6,6	17,1
VITRÓFIROS	22,6	2,4	8,2	17,1

As figuras 31 e 32 ilustram os dados apresentados na tabela 7, colocando lado a lado o perfil estratigráfico esquemático da região e o perfil gamaespectrométrico médio da contagem total (Fig. 31), potássio, urânio e tório (Fig. 32).

Os fluxos *pahoehoe* simples e compostos apresentam valores bem diferentes na contagem total, sendo estes bem maiores nos primeiros. Os basaltos *a`a*, apesar de apresentarem valores de contagem total muito semelhante aos fluxos *pahoehoe* simples, podem ser diferenciados destes seus valores mais elevados de tório. Os riolitos apresentam os maiores valores de contagem total, seguidos pelos vitrófiros, mas com uma margem que permite diferenciá-los facilmente. Ambos também apresentam os maiores valores de tório.

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentam um padrão gamaespectrométrico distinto das vulcânicas, com uma contagem total maior que os basaltos e bem menor que as efusivas ácidas, e os menores teores de tório encontrados na área de estudo.

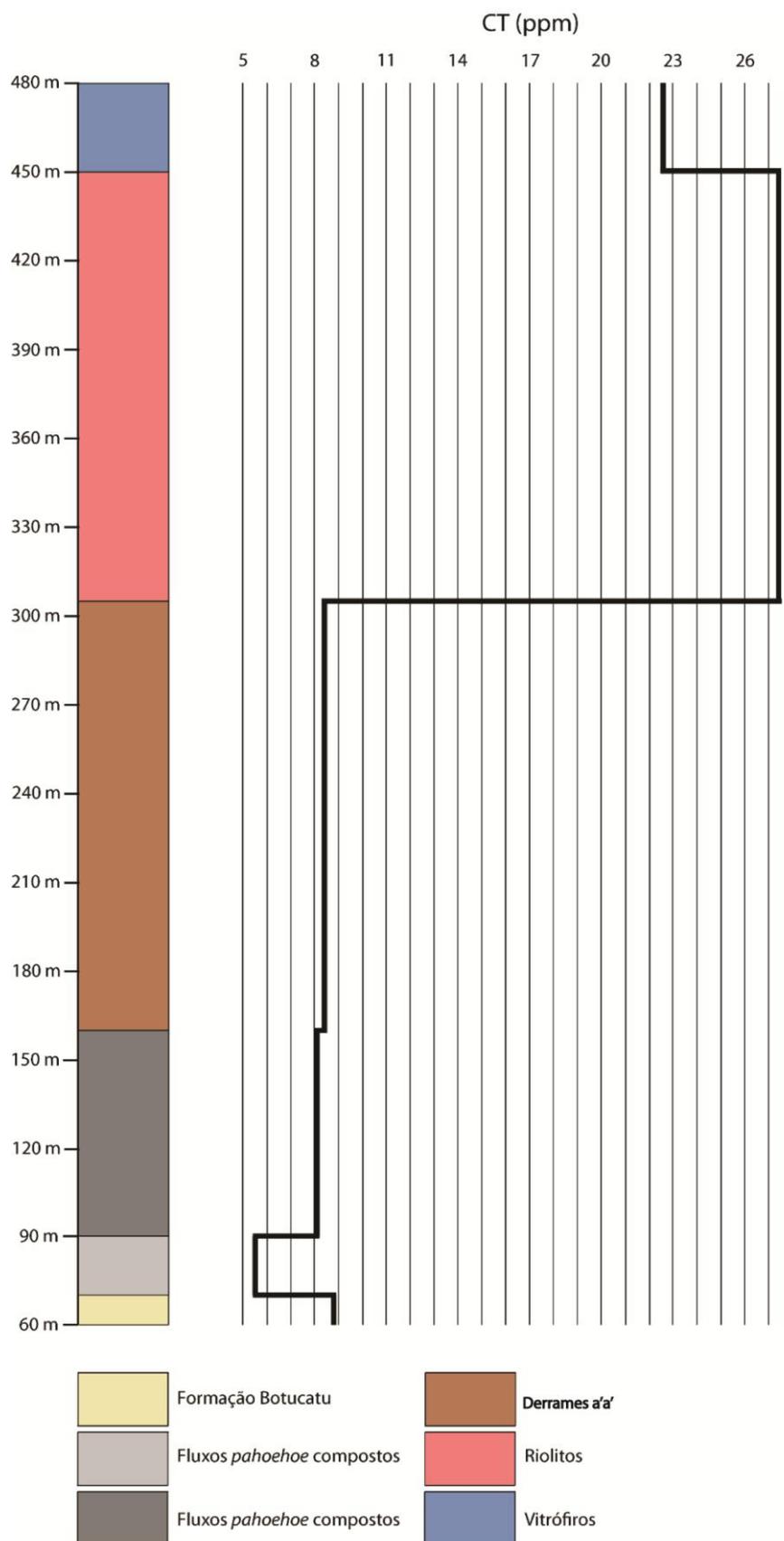


Figura 30 – Perfis estratigráfico e gamaespectrométrico médio para a contagem total.

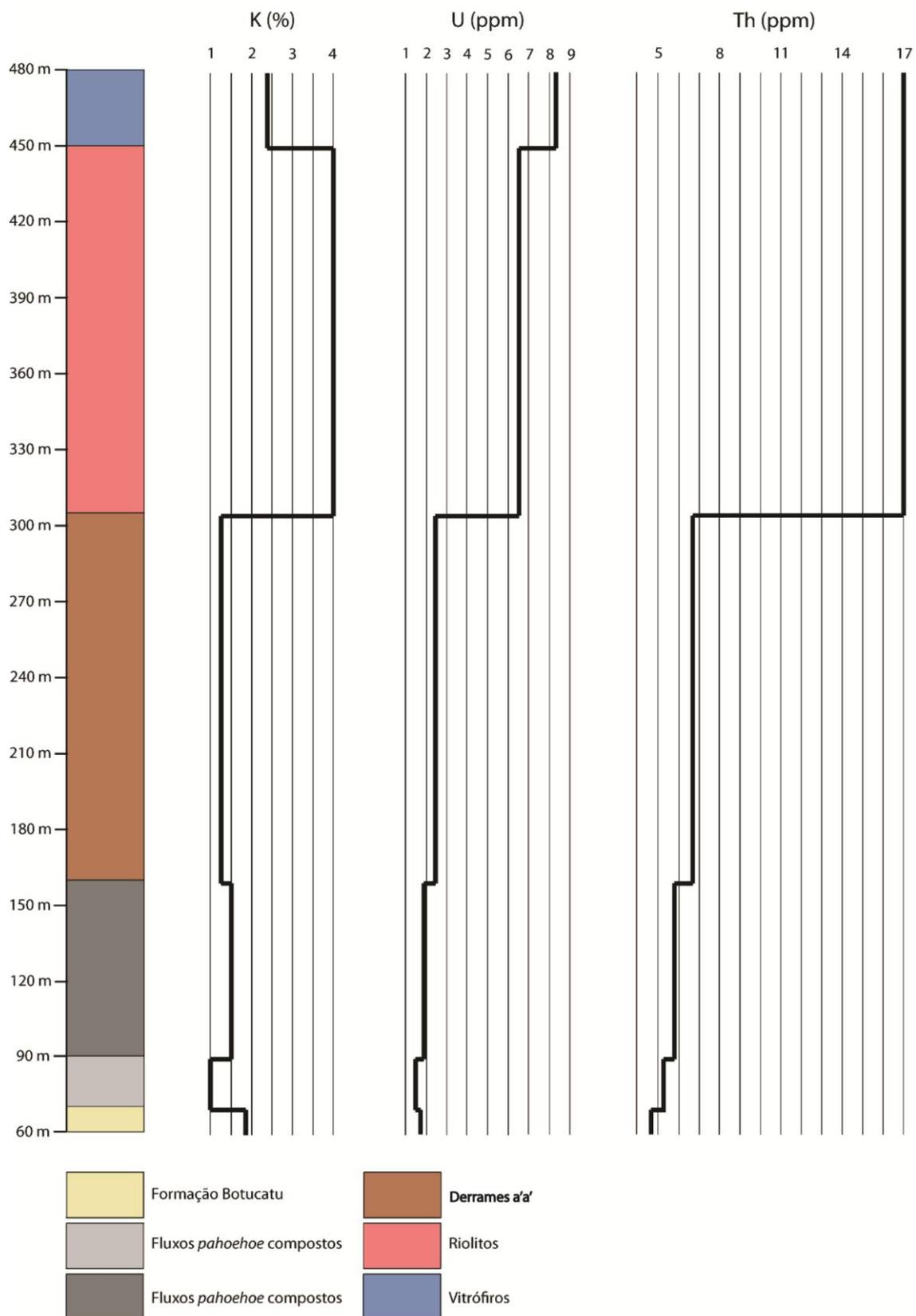
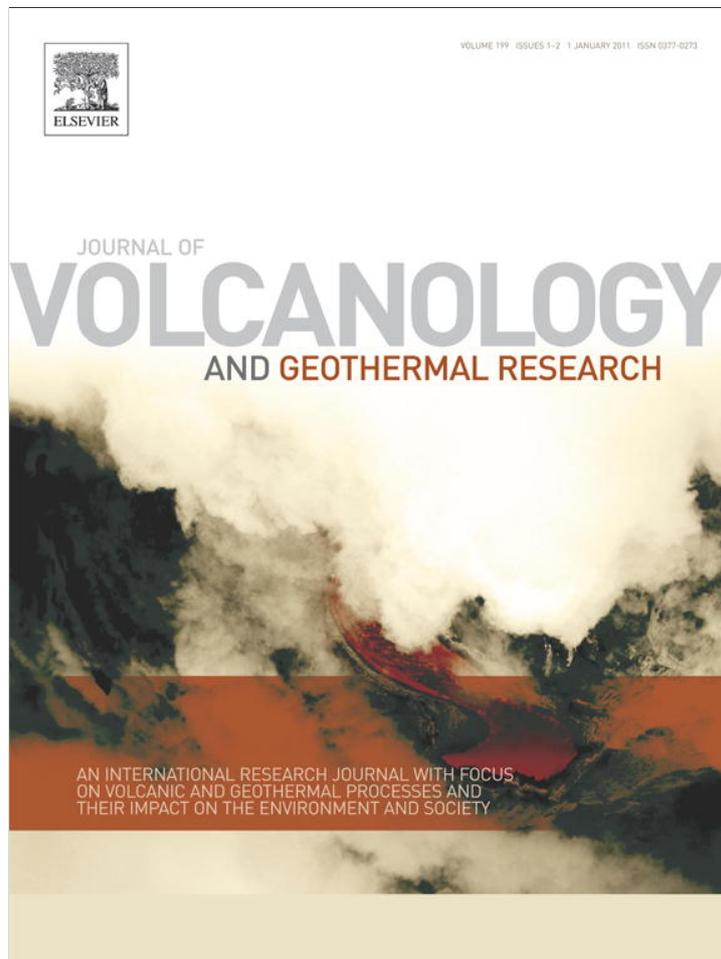


Figura 31 – Perfis estratigráfico e gamaespectrométrico médio para potássio, urânio e tório.

3.3 Perfil Lajeado-Pouso Novo na estratigrafia e arquitetura de fácies vulcânico do Sinclinal de Torres (RS)

O presente capítulo discute o posicionamento da área Lajeado-Pouso Novo no contexto estratigráfico do Sinclinal Torres em um artigo que conta com a nossa coautoria (Waichel et. al, 2012). A área de Lajeado-Pouso Novo (Soledade-Pouso Novo, conforme referida no artigo) é localizada na ombreira sul desta estrutura. Objetiva-se com a inclusão do artigo neste capítulo comparar a estratigrafia de Lajeado-Pouso Novo com a calha principal e com a zona intermediária do Sinclinal de Torres. Essa corresponde a uma importante e grande estrutura que expõe a porção leste da Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka no segmento sul-americano. Os autores dividem neste artigo esta estrutura em três regiões: a) vale principal, zona intermediária e ombreira sul, cada uma delas com uma estratigrafia que provavelmente reflete a evolução estrutural do sinclinal. A estratigrafia do Sinclinal Torres é constituída pelo: *palaeoerg* Botucatu; e pelos episódios vulcânico básico I; episódio básico II, episódio vulcânico ácido I, episódio vulcânico básico III e, finalmente pelo episódio vulcânico ácido II. Esses cinco episódios vulcânicos reconhecidos na área mostram uma arquitetura composta pelos padrões faciológicos anastomosado, *pahoehoe* simples (tabular-clássico), tabular escoriáceo / lobado, derrames tabulares ácidos e domos de lavas ácidas. O episódio básico I composto por fluxos *pahoehoe* anastomosado cobriu *palaeoerg* Botucatu. O episódio básico II, com arquitetura de fácies tabular clássica, é predominantemente constituído por *pahoehoe* simples, atingindo uma espessura total de cerca de 500 m no vale principal. O episódio ácido I é exposto no principal vale e na ombreira sul, é composto por domos de lavas com uma espessura de em torno de 150 m. O episódio básico III é predominantemente constituído por morfologia do tipo a'ã gerando uma arquitetura com tabular / lobada escoriácea. O episódio ácido II é constituído por fácies de fluxo tabulares vulcânicas (fluxos ácidas) e aflora ao longo de toda a área de estudo. O Sinclinal Torres constitui as exposições leste *onshore* da Província Paraná-Etendeka com correlação a Bacia Huab (NW Namíbia, África) e constitui os estágios vulcânicos pré-rifte e os estágios iniciais da abertura margem do Atlântico Sul.

Provided for non-commercial research and education use.
Not for reproduction, distribution or commercial use.



(This is a sample cover image for this issue. The actual cover is not yet available at this time.)

This article appeared in a journal published by Elsevier. The attached copy is furnished to the author for internal non-commercial research and education use, including for instruction at the authors institution and sharing with colleagues.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository. Authors requiring further information regarding Elsevier's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

<http://www.elsevier.com/copyright>

Contents lists available at [SciVerse ScienceDirect](http://www.sciencedirect.com)

Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province

Breno L. Waichel ^{a,*}, Evandro F. de Lima ^b, Adriano R. Viana ^c, Claiton M. Scherer ^b, Gilmar V. Bueno ^c, Gabriel Dutra ^b^a Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC, Campus Trindade, 88.040-900, Florianópolis, Brazil^b Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil^c PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S.A., Av. Horacio Macedo, 950, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21941-915, Rio de Janeiro, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 April 2011

Accepted 8 December 2011

Available online 17 December 2011

Keywords:

Volcanic rocks

Stratigraphy

Facies architecture

Torres Syncline

Paraná–Etendeka CFB

ABSTRACT

The Torres Syncline is a large structure that constitutes the eastmost outcrop of the Paraná–Etendeka CFB in South American side, and this work focuses the stratigraphy and facies architecture of the volcanic pile in the syncline. The volcanic sequence along the study area permits the division of three regions: main valley, intermediate zone and south hinge, each of them with distinct stratigraphy, which probably reflects the structural evolution of the syncline. The stratigraphy of the Torres Syncline is composed by: 1 – Botucatu palaeoerg; 2 – Basic volcanic episode I; 3 – Basic volcanic episode II, 4 – Acidic volcanic I, 5 – Basic volcanic episode III and 6 – Acidic volcanic episode II. The five volcanic episodes recognized in study area can be related to five volcanic facies architecture: compound-braided, tabular-classic, tabular/lobate escoriaceous, dome-field (acidic lavas) and tabular flows (acidic lavas). The basic episode I is composed by pahoehoe flows with a compound-braided facies architecture that covered the Botucatu palaeoerg. The basic episode II is a tabular-classic facies architecture predominantly composed by simple flows (10–20 m thick) reaching the total thickness of ~500 m in main valley. The acidic episode I is exposed in main valley and south hinge, and is composed by acidic lavas forming lava dome-field facies architecture with a thickness of ~150 m. The basic episode III is predominantly constituted by 'a'ā flows with tabular/lobate escoriaceous facies architecture. The acidic episode II is constituted by tabular flow volcanic facies (acidic flows) and outcrops all along the study area. The Torres Syncline constitute the eastmost on-shore exposures of the Paraná–Etendeka CFB in South American side and detailed stratigraphic, volcanological and structural studies in these area, coupled with correlation with Huab Basin (NW Namíbia, Africa) will aim the understanding of the Gondwana breakup process and the early stages of the South Atlantic margin opening.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Basins provide depo-centres where thick accumulations of material (predominantly sediments +/- volcanics) build up through time, in key sequences and packages that can be used to relate to the specific type of basin and its type and geotectonic setting. In basins filled mainly by sedimentary rocks, for example, the stratigraphic sequence is worked out in detail to determine the depositional environments and aid the understanding of the subsidence process of the basin (e.g. Allen and Allen, 1995; Miall, 1999). In basins where a significant volcanic component exists, such as those at volcanic margins with continental flood basalts, detailed stratigraphic sequence analysis of the volcanic fill is less commonly undertaken.

Early studies in basins where continental flood basalts (CFB) occur, in general, reported the stratigraphic aspects of the volcanic sequence as a thick volcanic pile and petrographic and geochemical studies considering the petrogenetic aspects of magma generation has been made (Swanson et al. 1979; Piccirillo and Melfi, 1988). Self et al. (1997, 1998) introduced a new perspective in CFB studies, focusing the volcanological aspects of ancient flows from Columbia River CFB and correlation with modern volcanic sequences. This approach was used and developed in many studies in others CFB's around the world (Jerram et al., 1999; Jerram, 2002; Single and Jerram, 2004; Bondre et al., 2004; Waichel et al., 2006; Passey and Bell, 2007; and others). The morphology of lava flows in CFB's can aid the understanding of the mechanism involved in their emplacement (Self et al., 1997). Further progress was made developing facies and facies architecture approaches to the volcanic sequences at the scale from individual flows (Single and Jerram, 2004), flood basalt lava sequences (Jerram, 2002), and seismic scale volcanic architectures (Planke et al., 2000; Jerram et al., 2009).

* Corresponding author.

E-mail address: breno@cfh.ufsc.br (B.L. Waichel).

This paper attempts to describe the morphology of lava flows, identify distinct volcanic episodes along the evolution of volcanism and determine the stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline area of the Paraná–Etendeka CFB.

2. Geological setting

The intracratonic Paraná Basin covers an area of ca. 1,500,000 km² in central-eastern South America (Fig. 1). The basin comprises a thick Upper Ordovician/Upper Cretaceous volcano-sedimentary succession, divided into six supersequences by Milani (1997): Rio Ivaí (Upper Ordovician–Lower Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Upper Carboniferous–Lower Triassic), Gondwana II (Middle–Upper Triassic), Gondwana III (Upper Jurassic–Lower Cretaceous) and Bauru (Upper Cretaceous). The supersequences are separated by regional unconformities.

The Gondwana III supersequence comprises an aeolian sandstone deposit at the base (Botucatu Formation) overlaid by a volcanic pile (Serra Geral Formation) covering an area of more than 1,300,000 km² in Brazil, Paraguay, Uruguay and Argentina. This sequence of aeolian sands overlain by volcanic is also present in well exposed sections in the Huab basin in NW Namibia (Jerram et al., 2000), further extending the areal coverage of the deposits in pre-break up Gondwanaland.

The Botucatu Formation and its Etendeka equivalent consist of aeolian deposits, dominantly sets and cosets of cross-strata (Mountney et al., 1998; Scherer, 1998). The aeolian deposits of the Botucatu Formation are up to 400 m thick, but are absent in some regions due to non-deposition. Scherer (2000) interpreted the Botucatu Formation as the record of a dry aeolian system as indicated by the accumulation of aeolian dunes without development of wet interdune facies.

The Serra Geral Formation is a succession of volcanic rocks with a maximum thickness of approximately 1700 m, 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 (TiO₂>2%) and

Low Ti basalts – LTi (TiO₂<2%) (Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985), which also correlates with similar variations on the African side in the Etendeka (e.g. Jerram et al. 1999).

Many large tectonic structures are found in the Paraná Basin (e.g. Ponta Grossa arc, Torres syncline, Rio Grande arc) that influenced the current limits of the basin and, if active during the syn-volcanic subsidence process induced the formation of sub-basins and was an important role in the structural evolution of the basin. These tectonic structures evolved since the Devonian and were particularly active in Triassic–Jurassic periods (Fúlfaro et al., 1982).

The Torres Syncline is a large folded structure oriented NW–SE, located in the south Brazilian margin and constitutes the eastmost outcrops of volcanic rocks in South American side of the Paraná–Etendeka CFB (Fig. 1). The continuity of Paraná Basin below the platformal quaternary sediments can be observed in hole TO-01-RS (990 m) reaching the crystalline basement (Fig. 2).

3. Stratigraphy and volcanic facies description

The stratigraphy of the volcanic and sedimentary rocks of the Gondwana III supersequence (Botucatu and Serra Geral formations) in Torres Syncline was determined through profiles along the main valley and the south hinge. The correlation with the north hinge is difficult due to the intense faulting in this area.

The stratigraphy is best exposed in the Rota do Sol profile (RS-486 Road), along the main valley, Estância Velha–Caxias do Sul profile on the intermediate zone and in Soledade–Pouso Novo profile on the south hinge. Distinct volcanic stratigraphy allowed the delimitation of 3 areas: area 1 – main valley, area 2 – intermediate zone and area 3 – south hinge (Fig. 2).

The stratigraphy of the Gondwana III supersequence in the Torres Syncline is composed by: 1 – Botucatu palaeoerg; 2 – Basic volcanic episode I; 3 – Basic volcanic episode II, 4 – Acidic volcanic I, 5 – Basic volcanic episode III and 6 – Acidic volcanic episode II. The complete sequence can be observed along the Rota do Sol profile on the main

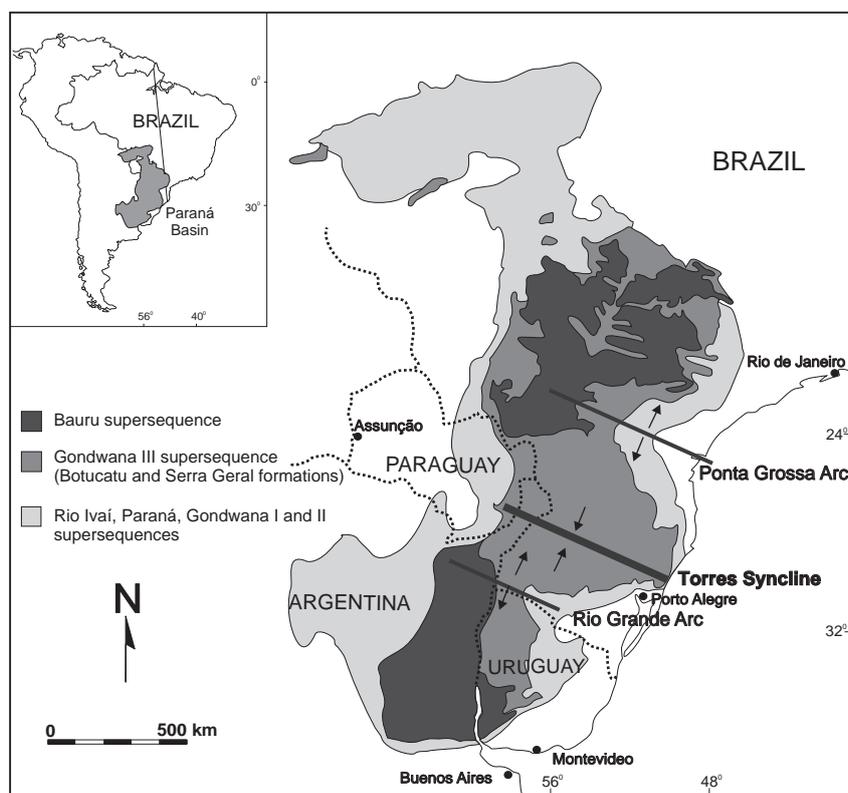


Fig. 1. Simplified geologic map of Paraná Basin with location of Torres syncline.

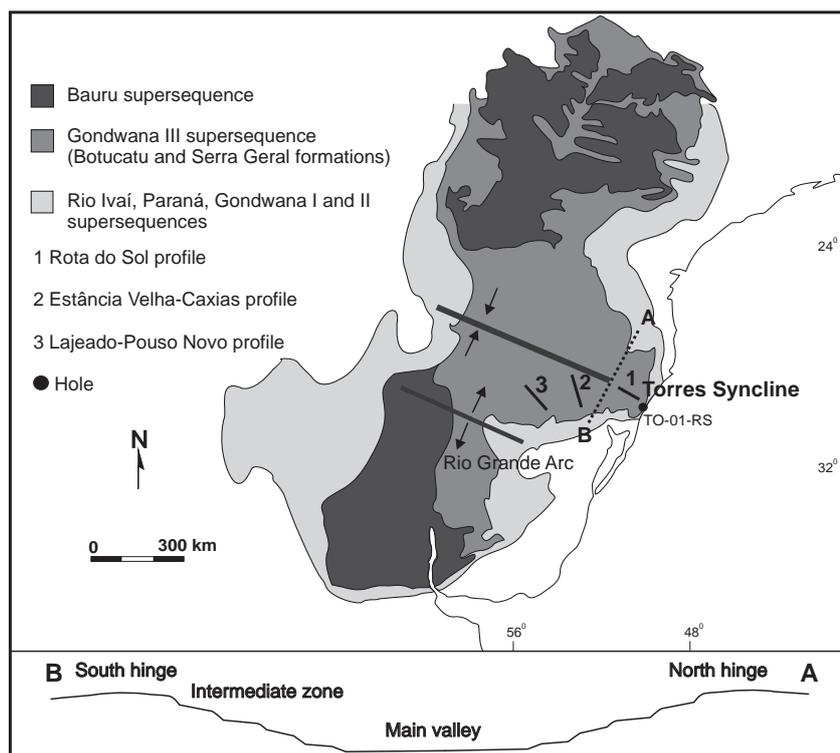


Fig. 2. Location of principal profiles along the Torres Syncline.

valley of Torres Syncline (Fig. 3). The absence of some units and the difference in thickness between intermediate zone and south hinge is related to structural evolution of the syncline and the generation of sub-basins.

Jerram (2002) proposed two end-member types of facies architecture which mainly apply to subaerial basaltic lava flows: tabular-classic and compound-braided facies architecture. Besides these two types the following facies architecture occurs in Torres Syncline: tabular/lobate escoriaceous, lava dome-field (acidic lavas) and tabular flow (acidic lavas).

3.1. Botucatu palaeoerg

The Botucatu paleoerg is dominantly composed of fine- to coarse-grained sandstones with large-scale cross-bedding whose origin is ascribed to simple, locally composite, crescentic and complex linear aeolian dunes (Scherer, 2000; 2002; Scherer and Goldberg, 2007). Locally, the base of unit includes conglomerate and gravelly sandstone deposited by ephemeral streams and coarse- to very-coarse-grained sandstones interpreted to represent aeolian sand sheet deposition (Scherer, 2002). In Torres Syncline area, the thickness in the Botucatu paleoerg varies from 100 to 200 m, the greatest thickness occurring in the axis of the syncline (Milani, 1997; Scherer and Goldberg, 2007).

3.2. Basic volcanic episode I (BVE I)

The BVE I is composed by pahoehoe flows that covered the Botucatu palaeoerg and preserved the dunes' morphology (Scherer, 1998; 2000; Waichel et al., 2008). In Torres Syncline area the dunes were completely covered by compound pahoehoe flows. The BVE I reach a thickness of 200 m in area 2, but is in general thinner (30–70 m) in areas 1 and 3 (Fig. 3). Near the dunes compound flows consisting of numerous anastomosing flow lobes emplaced at lower effusion rates predominate, similar to the early eruptions at the onset phase in the Etendeka

(Jerram et al., 2000), and correspond to compound-braided facies architecture (Jerram, 2002). The lava toes and lobes that form the compound pahoehoe lava flows are observed near the contact with dune faces. The first set of lava lobes that covered the dune is up to 50 cm. In some places, lobes partially preserved occur and moulds (crescent marks, Scherer, 2002) generated by advance of lobes are common (Fig. 4). In the interdune regions the lava flows reach 40 m in thickness and shows a massive aspect and irregular columnar disjunctions.

In area 1 the contacts of the first flows with the stoss face of the dunes is smooth, but in the lee face the advance of the flows promote interactions between lava and sediments, and generation of lenses of dry-peperites (Jerram and Stollhofen, 2002; Petry et al., 2007).

3.3. Basic volcanic episode II (BVE II)

The BVE II shows tabular-classic volcanic facies architecture composed predominantly by simple (sheet) pahoehoe flows and is observed in areas 1 and 3 (Fig. 3). The thickness of BVE II in area 1 is ~500 m, and comprises several sheet flows with average thickness of 10–20 m and shows the classical internal structure composed by upper vesiculated top, core and thin vesiculated base. The contacts between flows are direct and volcanoclastic rocks or palaeosoils are absent.

The upper vesiculated tops comprise 30–40% of the flows and show a typical gradation in vesicles distribution, with a large number of minor vesicles at the upper portion and a minor number of major vesicles at the inner portion. Vesicle layering is common. The core with 60–70% of the flow is composed by massive or sparsely vesiculated basalt with irregular columnar jointing. The base is up to 30 cm thick, with spherical vesicles (2–5 mm).

3.4. Acidic volcanic episode I (AVE I)

The AVE I is exposed in areas 1 and 3, with a thickness of ~150 m. The AVE I is composed by acidic lavas forming lava dome-field facies

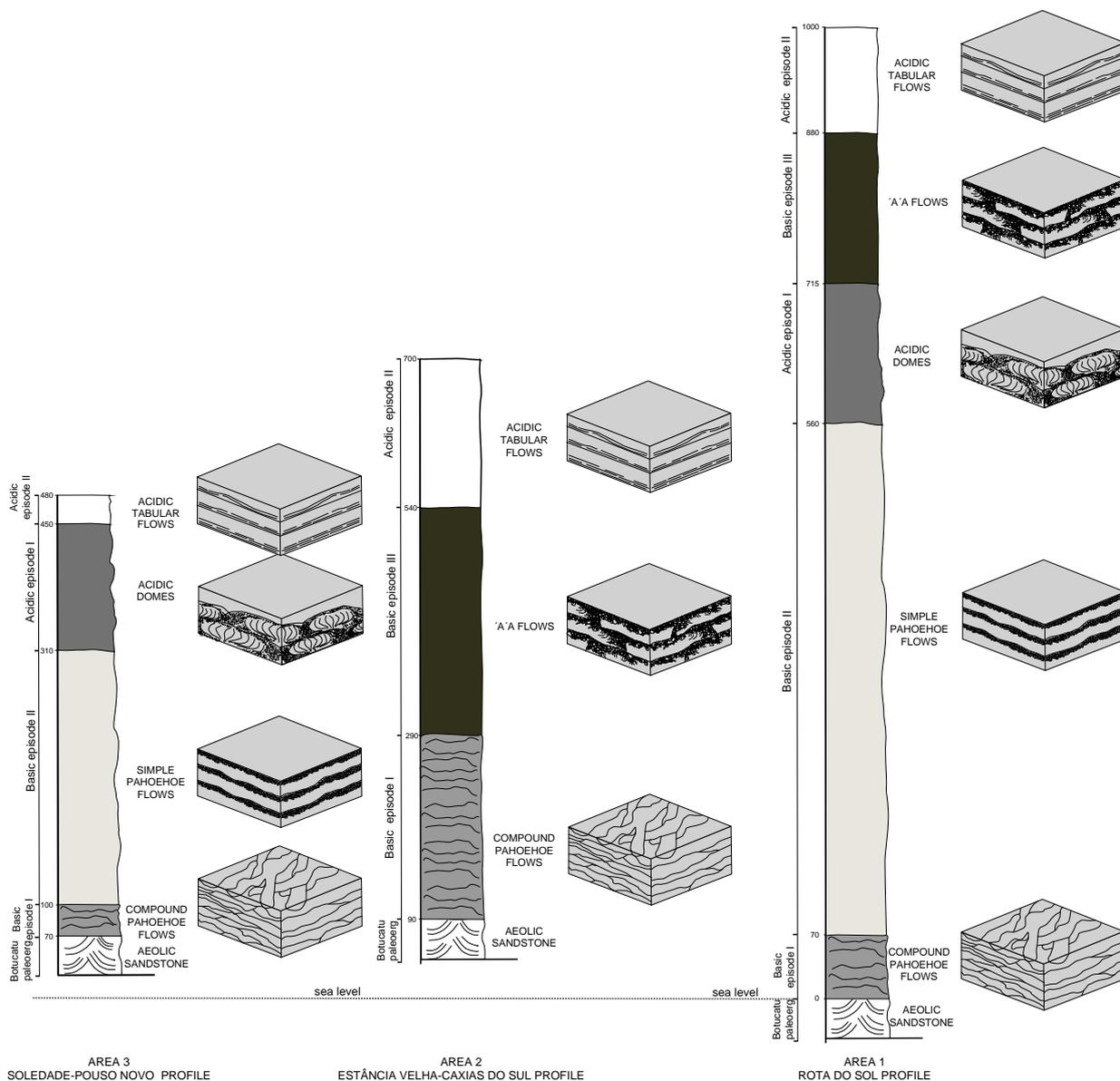


Fig. 3. Stratigraphic profiles from area 1 (Rota do Sol), area 2 (Estância Velha–Caxias) and area 3 (Soledade–Pouso Novo) showing the five volcanic facies architecture described in Torres Syncline.

architecture (Fig. 3). The domes are composed by aphyric acidic facies in the central portion and by autoclastic facies in outer portions. In coherent facies vitrophyric and granophyric rocks predominates,

showing large undulated fractures that are common in central portions of the acidic domes. The breccias are formed by angular volcanic clasts immersed in a vitreous or altered matrix (Fig. 5).

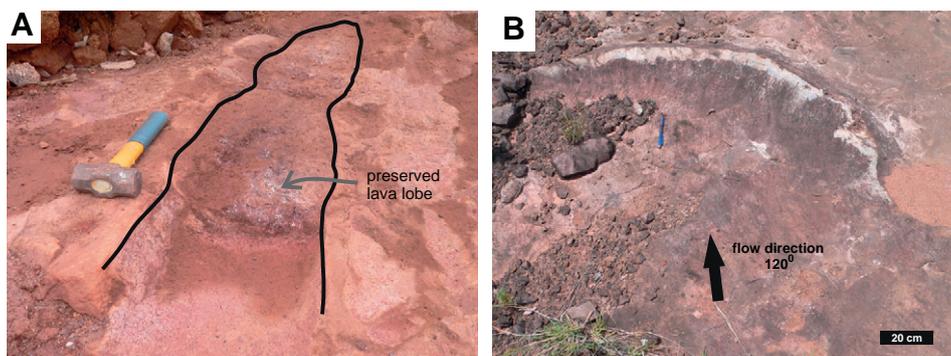


Fig. 4. A – Partially preserved lava lobe on dune surface and B – moulds (crescentic marks) generated by advance of the flows.

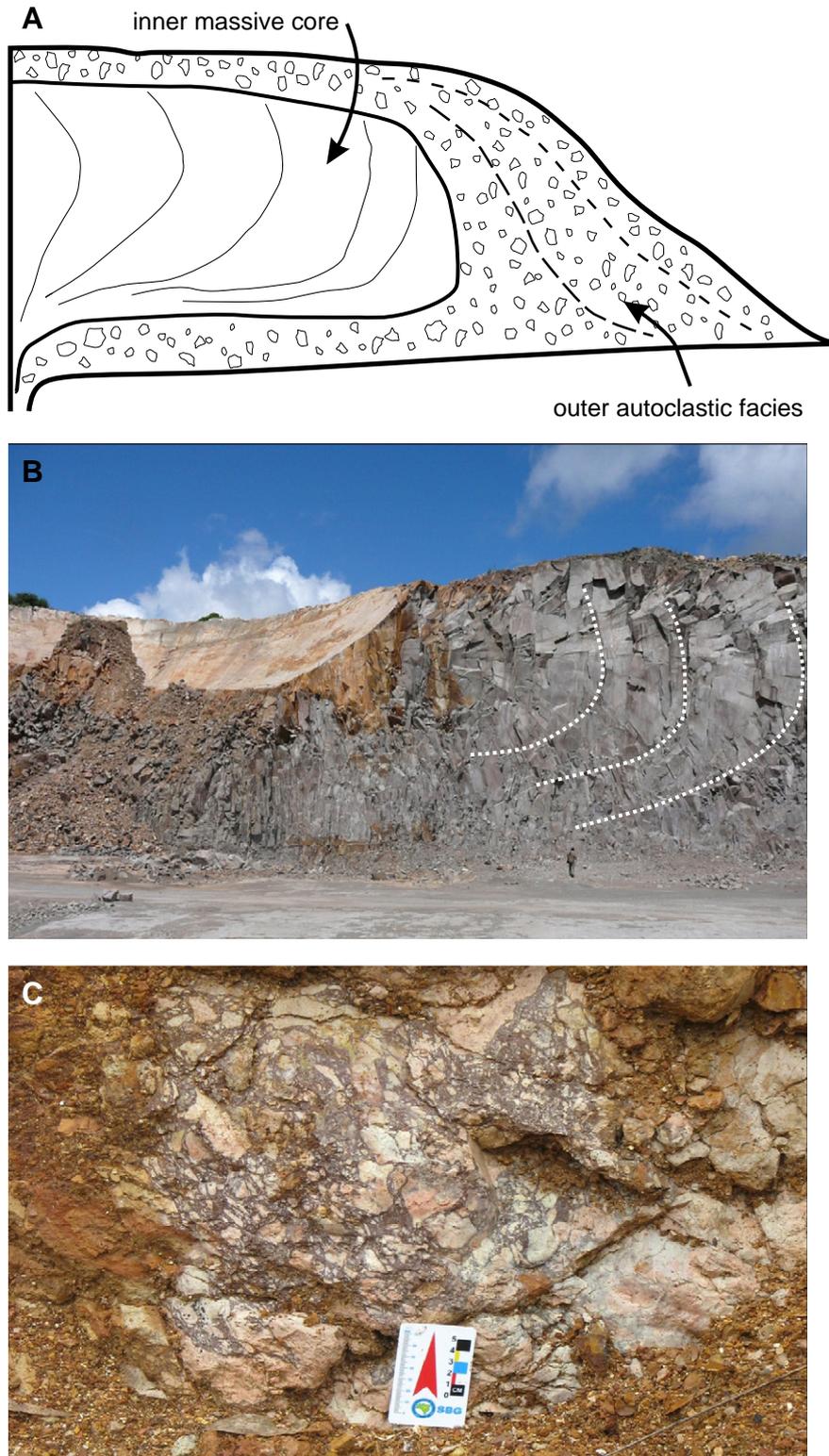


Fig. 5. A – Internal structure of lava domes, B – general view of a lava dome showing the undulated fractures of the massive core, C – detail of the outer autoclastic facie.

3.5. Basic volcanic episode III (BVE III)

The BVE III is predominantly constituted by 'a'ā flows with tabular/lobate escoriaceous facies architecture, and reaches the thickness of 165 m in area 1 and 250 m in area 2. The average thickness of flows is ~20 m, and these are composed by an escoriaceous top, massive core and an escoriaceous base. Transitional lava type similar to rubbly

pahoehoe (e.g. Keszthelyi, 2000; Keszthelyi and Thordarson, 2000) composed by an escoriaceous top that grade a coherent vesicular upper crust, a dense core and a thin lower vesicular crust also occur associated with 'a'ā flows.

The escoriaceous top comprise ~30% of the flows, exhibits a reddish-brown color and are constituted by irregular vesicular basalt fragments. The contacts between flows are irregular and undulated,

but when the exposures are large the contacts show a general sub-horizontal disposition and the overlying flow covers the basal flow gently, with no erosion (Fig. 6).

The core is composed by massive basalt and grade upwards to sparsely vesicular basalt near the escoriaceous top. The vesicle pattern is characterized by a random distribution and elongated vesicles are common. These characteristic differs from pahoehoe flows and can aid the recognition of 'a'ā flows, keeping in mind that normally the escoriaceous top are much altered and difficult to recognize.

3.6. Acidic volcanic episode II (AVE II)

The AVE II is constituted by tabular flow (acidic) volcanic facies and outcrops all along the Torres Syncline forming a planned relief. Milner et al. (1995) correlate the silicic units of Awahab and Tafelberg formations in NW Namibia with Palmas type rocks in southern Paraná basin. In general, at the base of the flows occurs vitrophyres with marked sub-horizontal flow-related foliation, that grade upwards to granophyres with well developed sub-horizontal jointing (Fig. 7). The core of the tabular flows is composed by massive granophyres with irregular jointing. At some places the massive core grade upwards to a sparsely vesicular rock with spherical and elongated vesicles (1–3 cm), suggesting the transition core-flow top, but the contact was still not observed. The continuity of the occurrence of the two acidic episodes along the main valley to the northwest side was described in Cambará do Sul area (Umann et al., 2001).

4. Discussion

The volcanic stratigraphy in the three areas of Torres Syncline (main valley, intermediate zone and south hinge) is distinct and probably reflects the structural evolution of the syncline, related to normal faulting processes, and the generation of sub-basins. The subsidence in the Torres Syncline area at the Juro-cretaceous time starts during the deposition of the aeolian sandstones associated with normal faulting with small rejects, showed by the thickening of the Botucatu Formation in isopachs maps (Milani, 1997; Milani et al., 1998; Scherer and Goldberg, 2007) and reach the climax during extrusion of the volcanic sequence.

Five different types of volcanic facies architecture were described in Torres Syncline: compound-braided, tabular-classic, tabular/lobate escoriaceous, dome-field (acidic lavas) and tabular flows (acidic lavas). All of them can be observed along the Rota do Sol profile, along the main valley, and Fig. 8 summarizes the characteristics of these volcanic facies.

According to Self et al. (1997) the morphology of lava flows in CFB's can aid the understanding of the mechanism involved in their emplacement. We consider that the detailed description of the morphology of the lava flows in Torres Syncline can elucidate the



Fig. 7. Acidic rocks (granophyres) of the AVE II with marked sub-horizontal jointing.

emplacement mechanism of the volcanic sequence and can be related to the subsidence process.

The relationships between subsidence process, space generation and emplacement of volcanic rocks are complex and the Torres Syncline is an interesting area to evaluate these relations. Furthermore, this area constitute the eastmost on-shore exposures of the Paraná–Etendeka CFB in South American side and detailed stratigraphic, volcanological and structural studies in this area, coupled with correlation with Huab Basin (NW Namibia, Africa), will aid in the understanding of the Gondwana breakup process and the early stages of the South Atlantic margin opening. The considerations exposed below are based in the stratigraphy and morphology of the flows of the volcanic sequence.

The Botucatu Formation in Torres Syncline area was totally covered by the BVE I when the erg was active. The BVE I had a thickness varying between 100 and 200 m because of the high of the dunes (~100 m). In the areas near the dunes the volcanic facies are composed by compound pahoehoe flows, and in interdune areas occur ponded pahoehoe flows up to 40 m thick. The compound-braided facies architecture represents the first volcanic episode, that progressive cover the erg. The small thickness of BVE I suggest the continuity of the subsidence process actuating during the deposition of aeolian deposits, dominated by normal faulting with small rejects. These volcanic facies are associated with low effusion rates (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Hon et al., 1994; Self et al., 1997, 1998), but a continuous lava-supply is required, mind the highness of the dunes (up to 100 m) and the extent of the area covered by the BVE I.

The BVE II is a tabular-classic facies architecture predominantly composed by simple flows (10–20 m thick) that recovery the BVE I in areas 1 and 3, reaching the total thickness of ~500 m in main valley. The BVE II marks the more expressive lava influx of the Torres Syncline along the main valley, probably related to major movement



Fig. 6. A – Contact between 'a'ā flows along Rota do Sol profile, B – detail of the escoriaceous top of the 'a'ā flow.

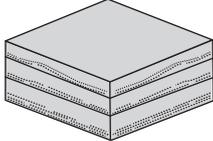
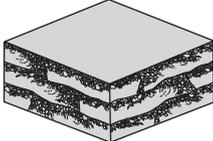
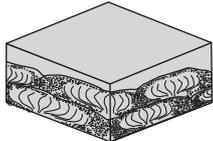
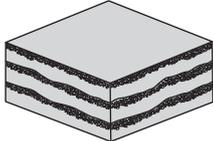
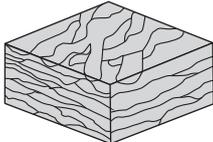
Volcanic facies architecture	Block diagrams	Flow-type (predominant)	Average thickness (individual flows)	Maximum thickness
Tabular-flows		acidic tabular flows	~20 m	~150 m
Tabular/lobate escoriaceous		'a'a flows	10-15 m	~250 m
Lava dome-field		acidic domes	up to 30 m	~150 m
Tabular-classic		simple pahoehoe flows	10-20 m	~500 m
Compound-braided		compound pahoehoe flows (dune area) ponded pahoehoe flows (interdune areas)	0.3- 1.0 up to 40 m	100-200 m

Fig. 8. Summary of the characteristics of the volcanic facies architecture described in Torres Syncline.

along normal faults. The normal movement of the displaced block generates the space necessary to lava accommodation and the overburden caused by the huge lava volume extruded certainly increased the subsidence. The predominance of simple pahoehoe flows indicate a high effusion rate of the BVE II compared to BVE I, and the fact that the basin floor maintain shallow slopes after the normal faulting (Walker, 1971; Hon et al., 1994).

The AVE I is composed by acidic lavas forming lava dome-field volcanic facies architecture and recovery the BVE II in areas 1 and 3. The domes are constituted by aphyric acidic facies in the central portion and by autoclastic facies in outer portions and reach total thickness of ~150 m. The AVE I was building by lateral coalescence of various domes and the relative low mobility of acidic lavas indicates the presence of many conduits in areas 1 and 3 and absence of conduits in area 2. Alternatively the scarcity of volcanoclastic acidic rocks suggest low volatiles content of the magma, and the high temperatures (1000–1100 °C) obtained by geothermometry (Bellieni et al., 1984; Harrison and Watson, 1984; Milner et al., 1992) in these acidic volcanic can reduce the viscosity and facilitate the flow.

The BVE III constitutes the tabular/lobate escoriaceous volcanic facies architecture; the average thickness of flows is ~20 m and the maximum thickness is 250 m. The BVE III cover the AVE I in area 1 and cover the BVE II in area 2 (Fig. 3). The predominance of 'a'a flows indicate changes in emplacement style, since the development of these flows requires an elevation in effusion rates and/or higher slopes on the substrate (Peterson and Tilling, 1980). More differentiated basic lavas can form 'a'a morphology related to elevation of the internal strain and preliminary geochemical data indicate a difference

of 3.5% between the SiO₂ content of the 'a'a flows (BVE III, 53,7% SiO₂) and simple pahoehoe flows (BVE II, 51,5% SiO₂). These preliminary data indicate the more differentiated character of lavas that compose the 'a'a flows, but more geochemical data is necessary to confirm this hypotheses. Transitional lava between 'a'a flow and rubbly pahoehoe composed by an escoriaceous top that grade a coherent vesicular upper crust, a dense core and a thin lower vesicular crust also occur associated with 'a'a flows.

The AVE II is constituted by tabular flow volcanic facies and outcrops all along Torres Syncline area. The plain relief of the exposition area difficult the description of the morphology of these flows, since complete exposed flows are rare. The large areal extent of the flows of the AVE II induce some authors to interpret these volcanic rocks as rheognimbrites (Milner et al., 1992; Roisenberg and Viero, 2000; Nardy et al. 2008). Rheomorphic processes are more efficient in per-alkaline systems (Dingwell, 1986) and, the tholeiitic geochemical signature of these magmas coupled with the lack of piroclastic textures argues against this interpretation.

The extrusion of the flows that compose the five volcanic episodes is quasi-continuous with the predominance of coherent facies and the time intervals between volcanic events are very short, attested by the absence of palaeosols. Thiede and Vasconcelos (2010) propose a time interval of 134.7 ± 1 Ma to volcanic episode of Paraná CFB. In the South hinge of the syncline thin sandstone layers occur interlayered with the flows BVE I and BVE II indicating a short time interval between the eruptions and the proximity with active ergs. In the main valley these sedimentary layers are absence due the rapid infilling by lava flows and/or by the absence of active ergs in proximities.

Studies in course focusing petrographic and geochemical aspects of the volcanic rocks along the syncline (main valley, intermediate zone and south hinge), coupled with determination of the stratigraphy and structural aspects of the North hinge, will allow a best understanding of the volcanological and subsidence process related to generation of the Torres Syncline and aid its correlation with the Huab Basin (NW Namibia).

5. Conclusions

- (1) The stratigraphy of the exposed sequence in Torres Syncline is: Botucatu palaeoerg, Basic volcanic episode I (BVE1), Basic volcanic episode II (BVE2), Acidic volcanic episode I (AVE1), Basic volcanic episode III (BVE3) and Acidic volcanic episode II (AVE2).
- (2) Distinct volcanic sequence along the study area permits the recognition of three areas: main valley, intermediate zone and south hinge, each of them with distinct stratigraphy, which probably reflects syn-volcanic subsidence process related to structural evolution of the syncline.
- (3) The BVE1 covered the Botucatu palaeoerg preserving the dune's morphology and is composed by compound pahoehoe flows. The BVE2 correspond to the volcanic climax, reaching ~500 m thickness at main valley and is composed by simple pahoehoe flows. The AVE1 is constituted by lava dome-fields exposed in main valley and south hinge. The BVE3 is exposed in main valley and intermediate zone and is composed predominantly by 'a'a flows. The AVE2 represent the last volcanic episode exposed in study area and is constituted by acidic tabular flows.
- (4) Five volcanic facies architecture was described and associated with eruptive episodes: compound-braided (BVE1), tabular-classic (BVE2), tabular/lobate escoriaceous (BVE3), dome-field (acidic lavas, AVE1) and tabular flows (acidic lavas, AVE2).
- (5) The contacts between the five episodes are smooth and palaeosoils are not observed, indicating that the volcanic pile along the syncline was erupted in a short time interval.

Acknowledgements

This research was funded by project Rife I supported by Petrobras S.A. E.F. de Lima thank the CNPq and FAPERGS (P. 1007131) for the financial support. D.A. Jerram review improves the final version.

References

- Allen, P.A., Allen, J.R., 1995. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Science, Oxford. 451 pp.
- Bellieni, G., Comin-Chiaromonte, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Picirillo, 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 Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 150, 272–306.
- Bondre, N.R., Duraiswami, A., Dole, G., 2004. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. *Bulletin of Volcanology* 66, 29–45.
- Dingwell, D.B., 1986. Viscosity–temperature relationships in the system $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{--Na}_4\text{Al}_2\text{O}_5$. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1261–1265.
- Fúlfaro, V.J., Saad, A.R., Santos, M.V., Vianna, R.B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 12, 590–611.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48 (7), 1467–1477.
- 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.
- Jerram, D.A., 2002. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Volcanic Rifted Margins: Boulder, Colorado: Geol. Soc. of Am. Special Paper*, vol. 362, pp. 121–135.
- Jerram, D.A., Stollhofen, H., 2002. Lava/sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 231–249.
- Jerram, D.A., 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. *Journal of Geodynamics* 28, 393–418.
- Jerram, D.A., Mountney, N., Howell, J., Long, D., Stollhofen, H., 2000. Death of a Sand Sea: an active erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society of London* 157, 513–516.
- Jerram, D.A., Single, R.T., Hobbs, R.W., Nelson, C.E., 2009. Understanding the offshore flood basalt sequence using onshore volcanic facies analogues: an example from the Faroe–Shetland basin. *Geological Magazine* 146, 353–367.
- Keszthelyi, L., 2000. The brecciated lava flows of the Kerguelen Plateau: what are they? *EOS. Transactions of the American Geophysical Union* 8, S431.
- Keszthelyi, L., Thordarson, T., 2000. Rubbly pahoehoe: a previously undescribed but widespread lava type transitional between a'a and pahoehoe. *Geological Society American Abstract Program* 32, 7.
- Macdonald, G.A., 1953. Pahoehoe, aa and block lava. *American Journal of Science* 251, 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., Picirillo, E.M., Nardy, A.J.R., 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin: an introduction. In: Picirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds.), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. IAG-USP*, pp. 1–13.
- Miall, A.D., 1999. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, Berlin. 616 pp.
- Milani, E.J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul-ocidental. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 pp.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M.S., Araújo, L.M., Cupertino, L.M., 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG USP, Série Científica* 29, 125–173.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Ewart, A., 1992. Quartz latite rheognimbrite flow of the Etendeka Formation, North-Western Namibia. *Bulletin of Volcanology* 54, 200–219.
- 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.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., Jerram, D.A., 1998. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 27, 175–192.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Oliveira, M.A.F., 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímicas-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 178–195.
- Passy, S.R., Bell, B.R., 2007. Morphologies and emplacement mechanisms of the lava flows of the Faroe Islands basalt group, Faroe islands, NE Atlantic ocean. *Bulletin of Volcanology* 70, 139–156.
- Peterson, D.W., Tilling, R.L., 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.
- Petry, K., Jerram, D.A., Almeida, D.P.M., Zerfass, H., 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Example of dynamic lava-sediment interactions in a arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 313–325.
- Picirillo, E.M., Melfi, A.J., 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. IAG-USP. 600pp.
- Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., Skogseid, J., 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105, 19335–19351.
- Roisenberg, A., Viero, A.P., 2000. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*, pp. 355–374.
- Swanson, D.A., Wright, T.L., Hooper, P.R., Bentley, R.D., 1979. Revisions in stratigraphic nomenclature of the Columbia River Basalt Group. *United States Geological Survey Bulletin* 1457G, G1–G59.
- Scherer, C.M.S., 1998. Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Cretáceo Inferior da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul. *Unpublished PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*, 202 pp.
- Scherer, C.M.S., 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology* 137, 63–84.
- Scherer, C.M.S., 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97–116.
- Scherer, C.M.S., Goldberg, K., 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 89–100.
- Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L., 1997. Emplacement of continental flood basalts flows. In: Mahoney, J.J., Coffin, M. (Eds.), *Large Igneous Provinces: American Geophysical Union Monograph*, vol. 100, pp. 381–410.
- Self, S., Keszthelyi, L., Thordarson, T., 1998. The importance of pahoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 81–110.
- Single, R.T., Jerram, D.A., 2004. The 3-D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. *Journal of the Geological Society* 161, 911–926.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38 (8), 747–750.

Umann, L.V., Lima, E.F., Sommer, C.A., Liz, J.D., 2001. Vulcanismo Ácido da Região de Cambará do Sul-RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 357–364.

Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A., 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology* 68, 599–610.

Waichel, B.L., Scherer, C.M.S., Frank, H.T., 2008. Basaltic lavas covering active Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169, 59–72.

Walker, G.P.L., 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin of Volcanology* 35, 579–590.

4 CONCLUSÕES

A Formação Serra Geral no Sinclinal Torres (RS) pode ser dividida em uma calha principal, uma zona intermediária e uma ombreira sul. A região Lajeado-Pouso Novo faz parte da ombreira sul. As primeiras manifestações vulcânicas em todas as três regiões do sinclinal marcam condições de taxas de efusão baixas ($< 5 \text{ m}^3/\text{s}$), com as lavas do tipo *pahoehoe*. Neste período ocorrem t *pahoehoe* compostas, lobos dos tipos S e P e derrames pouco espessos. As baixas taxas de efusão são mantidas e os novos derrames assumem um padrão morfológico do tipo *pahoehoe* simples. Nos lobos os núcleos são pouco vesiculados contendo por vezes faixas ou zonas de granulação mais fina com plagioclásio alinhado. A crosta superior é moderadamente a altamente vesiculada com o tamanho da vesícula aumentando em direção ao interior do lobo. A porção externa de crosta superior é em geral holohialina e oxidada e a crosta basal em geral sem fenocristais

Derrames *pahoehoe* simples foram colocados após a peneplanização da paleotopografia da Formação Botucatu. Estes derrames tem uma espessura média de 6 m e diferem dos compostos por apresentarem um topo vesiculado, núcleo holocristalino a hipocristalino, com uma granularidade fanerítica fina e uma porção inferior por vezes também com pipes vesicles. O padrão de vesiculação é marcado por geometrias redondas a subarredondadas e mais raramente estiradas. Nas porções de núcleo domina a texturas faneírica fina a média com um padrão microvesiculado, e ambas sugerem um resfriamento mais lento do que os pequenos lobos *pahoehoe*. Texturas porfirítica e glomeroporfítica, representada por fenocristais de plagioclásio isolados ou agrupados são comuns.

Sobre os derrames *pahoehoe* simples observam-se derrames hemicristalino com aspecto blocado com cor laranja-avermelhada típicos de sistemas vulcânicos oxidados. O aspecto blocado do derrame aliado a textura hemicristalina sugere que estes derrames resfriaram mais rapidamente do que os derrames *pahoehoe*, que são tipicamente holocristalino e fanerítico fino a médio. Estas características permitem sugerir que se tratem de derrames do tipo `a`a. A origem pode ser atribuída ao aumento na taxa de efusão dos magmas na região, pois não foram observadas modificações de paleorelevo ou variações na composição química que justificassem a geração desta morfologia. Os derrames básicos são sucedidos por riolitos em uma cota em torno de 275 m, que persistem até a cota de 450 m, onde afloram vitrófiros. As características de campo, como uma estruturação maciça a tabular aliado a foliações de fluxo destacadas especialmente em superfícies parcialmente alteradas, indicam que estes litotipos constituem derrames félsicos.

A brusca modificação de derrames *pahoehoe* para morfologias `a`a e finalmente para composições ácidas marcam súbitas transformações na história vulcânica na região e estes marcadores geológicos devem ser investigados de forma mais detalhada.

A presença de *intertraps* de arenito nos basaltos indica que a sedimentação eólica da Formação Botucatu não cessou durante a evolução da FSG. A presença de peperito em cotas mais altas indica a presença de pequenos lagos na região.

Os dados de gamaespectrometria permitiram reconhecer padrões diferentes nos fluxos *pahoehoe* compostos e simples, principalmente na contagem total, que é mais alta nos fluxos simples.

Na separação de rochas vulcânicas de diferentes composições o método se mostrou bastante eficiente. Basaltos do tipo `a`a. podem ser separados dos fluxos *pahoehoe* simples pelos valores mais elevados de tório nos primeiros. Os riolitos e vitrófiros apresentam valores elevados de tório e contagem total, e podem ser diferenciados um do outro pelos valores desta última.

Finalmente, os arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentam um padrão gamaespectrométrico distinto das vulcânicas, com uma contagem total maior que os basaltos e bem inferior a obtida nas efusivas ácidas, e apresentam os menores teores de tório encontrados na área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, D. L. 1994. The sublithospheric mantle as a source of continental flood basalts: The case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. **Earth Planetary Science Letters.**, 123, p. 269-280.

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-Chiaromonte, 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 Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)**, 150, 272-306.

Bryan, S. E.; Jerram, D. A.; Leat, P. T.; Riley, T. R. & Stephens, C. J. 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies, M. A.; Baker, J.; Ebinger, C. J. & Klemperer, S. L. (eds.). *Volcanic Rifted Margins*. **Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper**, 362, p. 99–120.

Carvalho, L. M. M. 2006. Integração de dados de geofísica aérea aplicada à geologia e à prospecção mineral no distrito esmeraldífero de Itabira-Ferros, Quadrilátero Ferrífero, MG. Brasília. 178 p. **Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Laboratório de Geofísica Aplicada, Universidade de Brasília.**

Cashman, K. V. & Kauahikaua, J. P. 1997. Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows. **Geology**, 25, p. 419-422.

Coffin, M. F. & Eldholm, O. 1992. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: **Geological Society of London Special Publication**, 68, p. 17-30

Coffin, M. F. & Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. **Reviews of Geophysics**, 32 (1), p. 1-36.

Ellis, D., Bell, B.R., Jolley, D.W. & O'Callaghan, M. 2002. The stratigraphy, environment of eruption and age of the Faroes Lava Group, NE Atlantic Ocean. In: Jolley, D.W. & Bell, B.R. (eds) *The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes*. **Geological Society, London, Special Publications**, 197, 253–269.

Hon, K.; Kauahikaua, J. P.; Denlinger, R. & Mackay, K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea, Hawaii. **Geological Society of America Bulletin**, 106, p. 351–370.

Janasi, V.A; Freitas, V.A., Heaman, L.H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth and Planetary Science Letters**, v.302 n.1,p.147–153.

Jerram DA, Mountney NP, Howell JA, Long D, Stollhofen H .2000. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. **Journal Geological Society of London** 157:513–5 16.

Jerram, D. A. 2002. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In: Menzies, M. A.; Baker, J.; Ebinger, C. J. & Klempner, S. L. (eds.). *Volcanic Rifted Margins*. **Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper**, 362, p. 121-135.

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, p. 385-405.

Jerram, D.A., Single, R.T., Hobbs, R.W. & Nelson, C.E. 2009. Understanding the offshore flood basalt sequence using onshore volcanic facies analogues: an example from the Faroe–Shetland basin. **Geological Magazine**, 146(3), pp. 353–367.

Keszthelyi, L. & Self, S. 1998. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. **Journal of Geophysical Research**, 103, p. 27447-27464.

Kilburn, C. 1990. Surfaces of 'a'ā flows-fields on Mount Etna, Sicily: Morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. In: FINK, J.H. (Ed.). *Lava Flows and Domes*, Berlin, Springer-Verlag. p. 129-156.

King, S. D. & Anderson, D. L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. **Earth Planetary Science Letters**, 136, p. 269-279.

Kumagai, I. & Kurita, K. 2005. A causal relationship between a superplume and a supercontinent: Wich came first? **Geophysical Research Abstracts**, 7.

Lockwood, J. P., Lipman, P. W. 1980. Recovery of datable charcoal from beneath young lava flows-lessons from Hawaii: **Bulletin of Volcanologie**, 43, n. 3, p. 609-615.

Macdonald, G. A. 1953. Pahoehoe, 'a'ā, and block lava. **American Journal of Science**, 251, p. 169-191.

Macdonald, G. A. 1967. Forms and structures of extrusive basaltic rocks. Basalts – The Polder-vaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. **Wiley-Interscience Publ., New York**, p. 1-61.

Manassés, F. 2009. Caracterização hidroquímica da água subterrânea da Formação Serra Geral na região sudoeste do Estado do Paraná. Curitiba. 110 p. **Tese de Mestrado em Geologia Ambiental, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.**

Mantovani, M. S. M.; Atalla, L.; Civetta, L.; De Sousa, M. A.; Innocenti, F & Marques, L. S. 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, p. 187-209.

Melfi, A. J.; Nardy, A. J. R. & Piccirillo, E. M. 1988. 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.

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

Milani, E. J.; Fernandes, L. A.; França, A. B.; Melo, J. H. G. & Souza, P. A. 2007. Bacia do Paraná. In: Milani, E. J. (ed.). **Boletim de geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2 – **Cartas estratigráficas. Petrobrás**, p. 265-287.

Milani, E. J.; Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências, São Paulo**, v. 28, n. 4, p. 473-484.

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

Mincato, R. L. 2000. Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Basáltica Ígnea Continental do Paraná. São Paulo. 172 p. **Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.**

Mountney, N., Howell, J., Flint, S. & Jerram, D. 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. **Journal of the Geological Society, London**, **156**, 771–777.

Nelson, C. E., Jerram, D. A.; Hobbs, R. W. 2009. Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in volcanic rifted margins. **Petroleum Geoscience**, Vol. 15 2009, pp. 313–324.

Passey, S. R. & Bell B. R. 2007. Morphologies and emplacement mechanisms of the lava flows of the Faroe Islands Basalt Group, Faroe Islands, NE Atlantic Ocean. **Bulletin of Volcanology**, v. 70, p. 139-156.

Peate, D. W.; Hawkeswort, 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, p. 119-139.

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

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.

Renne P., Ernestp M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prevót M., Perrin M. 1992. :The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic- Cretaceous Boundary. **Science**, 258:975-979. 1992.

Richards, M. A.; Duncan, R. A. & Coutillot, V. 1989. Flood basalts and hot spot tracks: Plume head and tails. **Science**, 246, p. 103–107.

Rowland, S. K. & Walker, G. P. L. 1987. Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and a'a. **Bulletin of Volcanology**, 49, p. 631–641.

Rowland, S.K. & Walker, G.P.L. 1990. Pahoehoe and aa in Havaí: volumetric flow rate controls the lava structure. **Bulletin of Volcanology**, 52(8):63 1-64,.

Rüegg, N. A. 1969. Aspectos geoquímicos, mineralógicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná. São Paulo. **Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.**

Scherer, C. M. S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentology**, 49, p. 97-116.

Self, S.; Finnemore, S.; Hon, K.; Keszthelyi, L.; Long, P.; Murphy, M. T.; Thordarson, T. & Walker, G. L. P. 1996. A new model for the emplacement of Columbia River basalt as large, inflated pahoehoe lava flows fields. **Geophysical Research Letters**, 23, p. 2689-92.

Self, S.; Keszthelyi, L. & Thordarson, T. 1998. The importance of pahoehoe. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 26, p. 81-110.

Self S, Thordarson T, Keszthelyi L. 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows. In: MAHONEY J.J, COFFIN M.L (Eds) Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. **AGU, Geophysics Monography** 100:381–410.

Thordorson, T. & Self, S. 1998. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: A gigantic pahoehoe lava flow Field formed by endogenous proceses? **Journal of Geophysical Research**, 103 (B11), p. 27411-27445.

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, p. 333–348.

Waichel, B. L. 2006. Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná. Rio Grande do Sul. 123 p. **Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.**

Waichel, B. L.; Lima, E. F.; Lubachesky, R. & Sommer, C. A. 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, 68, p. 599-610.

Waichel, B. L. ; Lima, E. F. ; Sommer, C. A. ; Lubachesky, R. .2007. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood basalt, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, p. 343-354.

Waichel, B. L. ; Scherer, C. M. S. ; Frank, H. T. .2008. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 169, p. 59-72..

Waichel, B.L. ; Lima, E. F. ; Viana, A. ; Scherer, C.M.S. Santos ; Bueno, G. ; Dutra, G.T. 2012. . Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 215, p. 74-82.

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

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, p. 129-142.

White, I. C. 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: **DNPM**, 1988. Parte I; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar)

White, R. S. & McKenzie, D. A. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, 94, p. 7685-7729.

Zálan, P. V.; Appi, V. T.; Astolfi, M. A. M.; Conceição, J. C. J.; Marques, A.; Vieira, I. S.; Wolf, S. & Zanotto, O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás**, p. 135-168..