

UFRRJ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA
GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO

VULCANOLOGIA FÍSICA E QUÍMICA DA FORMAÇÃO
PARANAPANEMA EM PITANGA (PR) NA BACIA DO
PARANÁ

STHEFANY PESSOA DE SOUZA

2026



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA**

**VULCANOLOGIA FÍSICA E QUÍMICA DA FORMAÇÃO
PARANAPANEMA EM PITANGA (PR) NA BACIA DO PARANÁ**

STHEFANY PESSOA DE SOUZA

Sob a Orientação do Doutor
Júlio César Lopes da Silva

e Co-orientação do Professor
Alan Wanderley Albuquerque Miranda

Dissertação submetida como
requisito parcial para obtenção do
grau de **Mestre em Geologia**, no
Curso de Pós-Graduação em
Modelagem e Evolução Geológica,
Área de Concentração em
Modelagem de Processos
Geológicos e Geodinâmicos

Seropédica, RJ
Agosto de 2026

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro Biblioteca
Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S729v Souza, Sthefany Pessoa de, 1996-
Vulcanologia Física e Química da Formação
Paranapanema em Pitanga (PR) na Bacia do Paraná /
Sthefany Pessoa de Souza. - Seropédica, 2026.
98 f. : il.

Orientador: Júlio César Lopes da Silva.
Coorientador: Alan Wanderley Albuquerque Miranda.
Dissertação (Mestrado). -- Universidade Federal
Rural do Rio de Janeiro, Programa de Modelagem e
Evolução Geológica, 2026.

1. Vulcanologia física. 2. Vulcanologia química. 3.
Formação Paranapanema. I. Silva, Júlio César Lopes da,
1992-, orient. II. Miranda, Alan Wanderley
Albuquerque, 1980-, coorient. III Universidade
Federal Rural do Rio de Janeiro. Programa de
Modelagem e Evolução Geológica. IV. Título.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal
de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível
Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 32/2026 - IGEO (11.39.00.34)

N° do Protocolo: 23083.029850/2026-60

Seropédica-RJ, 30 de junho de 2026.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA
STHEFANY PESSOA DE SOUZA**

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestra em Geociências**, no Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, área de concentração em **MODELAGEM DE PROCESSOS GEOLÓGICOS E GEODINÂMICOS**.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 26/06/2026

Identificar membros da banca:

Júlio César Lopes da Silva. Dr. UFRRJ

(Orientador, presidente da banca)

Alan Wanderley Albuquerque Miranda. Dr. UFRRJ

(Coorientador)

Bárbara Santos Queiroz. Dra. UFRJ

(membro da banca)

Sérgio de Castro Valente. Ph.D. UFRRJ

(membro da banca)

(Assinado digitalmente em 30/06/2026 15:28)
ALAN WANDERLEY ALBUQUERQUE MIRANDA
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: ###603##6

(Assinado digitalmente em 02/07/2026 10:20)
SERGIO DE CASTRO VALENTE
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: ###71##9

(Assinado digitalmente em 30/06/2026 14:11)
JULIO CESAR LOPES DA SILVA
ASSINANTE EXTERNO
CPF: ###.###.068-##

(Assinado digitalmente em 30/06/2026 16:42)
BÁRBARA SANTOS QUEIROZ
ASSINANTE EXTERNO
CPF: ###.###.167-##

Visualize o documento original em <https://sipac.ufrj.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: 32, ano: 2026, tipo: HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, data de emissão: 30/06/2026 e o código de verificação: df63695740

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Áurea e Leandro, pelo apoio em todas as etapas do meu estudo, por não medirem esforços para que eu me dedicasse à minha carreira, por me incentivarem e apoiarem as minhas escolhas. Agradeço aos meus avós por todo suporte, amor e acolhimento ao longo da minha jornada. Sem todos vocês eu jamais teria chegado até aqui.

Ao meu amor, Matheus, por ter sido o meu porto seguro, minha base, por ter se dedicado tanto ao nosso lar para que eu pudesse concentrar meus esforços a esse trabalho. Você me inspira muito a ser um ser humano e uma cientista melhor. Obrigada por tudo! Agradeço imensamente à sua família por todo carinho, apoio e acolhimento durante esses anos.

As queridas amigas do LabMEG, Edjane, Bárbara, Mayara, Bruna, Liliane, Victória, Amanda e Letícia, obrigada pela companhia, pelas conversas e risadas, vocês foram essenciais.

Ao meu orientador Júlio Lopes por ter confiado no meu trabalho, por ter me dado todo suporte, conselhos e muito conhecimento desde a graduação até o mestrado. Obrigada pela orientação com tanta responsabilidade, paciência e dedicação. Esses anos foram fundamentais para minha carreira. Ao meu coorientador Alan Miranda, pelo conhecimento compartilhado e pelo suporte nesses anos.

Por fim, agradeço ao Programa de Pós-Graduação da UFRRJ pela oportunidade de me tornar mestre e ao projeto de pesquisa Exxon_CCS pelo financiamento do meu trabalho, o que permitiu a minha dedicação exclusiva à pesquisa. E agradeço ao LabMEG por toda a infraestrutura e suporte para que esse trabalho fosse possível.

RESUMO

SOUZA, Sthefany Pessoa de. **Vulcanologia Física e Química da Formação Paranapanema em Pitanga (PR) na Bacia do Paraná**. 2026. 97p. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2026.

Este estudo apresenta uma investigação detalhada dos basaltos de alto-Ti da Formação Paranapanema, situada no município de Pitanga (PR), unidade que representa o estágio final do vulcanismo da Província Magmática do Paraná (PMP) durante o Cretáceo Inferior. O trabalho apresenta uma caracterização integrada da litoestratigrafia, petrografia e litogeoquímica de dez fluxos de lava das morfologias *simple* e *rubby pahoehoe*. O objetivo principal da dissertação consiste em compreender os mecanismos de colocação e a extensão lateral dessas lavas, além de interpretar as condições paleoambientais vigentes durante o *emplacement* das lavas e abordar os aspectos da paleotopografia local. Os resultados demonstram que ambas as morfologias possuem teores de SiO₂ semelhantes, indicando que a polimerização da sílica não foi o fator primário no controle da tensão interna das lavas. Contudo, os fluxos *rubby* mostram-se mais magnesianos, cálcicos e titaníferos, apresentando maior depleção em elementos-traço incompatíveis em comparação às lavas *simple pahoehoe*. Tais discrepâncias químicas em amostras com teores de MgO similares indicam que as duas morfologias não são cogenéticas em um processo de diferenciação em sistema fechado. Sugere-se que os magmas tenham origem em uma mesma câmara que sofreu recargas periódicas de magma basáltico, hipótese sustentada pelo enriquecimento cíclico de MgO na estratigrafia e por texturas de sistema aberto, como zoneamento composicional e feições de peneiramento (*sieve texture*) em macrocristais de plagioclásio. Petrograficamente, ambas as morfologias exibem texturas de resfriamento rápido, incluindo matriz hialopilitica e cristais com cauda de andorinha. A litogeoquímica provou ser uma ferramenta eficaz para a correlação regional, permitindo estabelecer a extensão lateral mínima de dois fluxos *rubby* em 14 e 20 quilômetros, respectivamente. Essa conclusão baseia-se na observação de que a variação química entre os núcleos dos fluxos em diferentes regiões é inferior à margem de erro das técnicas analíticas relacionadas à aquisição de dados litogeoquímicos. Essa abordagem permitiu inferir uma paleotopografia com inclinação suave, inferior a 0,34°. Adicionalmente, o predomínio das frações silte e argila e a pobre seleção da matriz sedimentar dos topos brechados das lavas *rubby*, bem como a presença de peperitos, indicam uma transição paleoclimática de condições áridas, reportadas em trabalhos prévios para a base do Grupo Serra Geral, para um ambiente com maior disponibilidade hídrica no topo deste. Este trabalho contribui para o entendimento dos mecanismos de colocação de derrames basálticos continentais e fornece informações para a reconstrução paleoambiental, consolidando uma base litoestratigráfica para a Formação Paranapanema na área de estudo.

Palavras-chave: Vulcanologia física; Formação Paranapanema; Província Magmática do Paraná.

ABSTRACT

SOUZA, Sthefany Pessoa de. **Physical and Chemical Volcanology of the Paranapanema Formation in Pitanga (PR) in the Paraná Basin**. 2026. 97p. Dissertation (Master's Degree in Geosciences). Institute of Geosciences, Department of Petrology and Geotectonics, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2026.

This study presents a detailed investigation of the high-Ti basalts of the Paranapanema Formation, located in the Pitanga city (PR). This formation represents the final stage of volcanism in the Paraná Magmatic Province (PMP) during the Lower Cretaceous. This work presents an integrated characterization of the lithostratigraphy, petrography, and lithogeochemistry of ten lava flows of simple and rubbly pahoehoe morphologies. The main objective of the dissertation is to understand the mechanisms of emplacement and the lateral extension of these lavas, as well as to interpret the paleoenvironmental conditions during deposition and the local paleotopography. The results show that both morphologies have similar SiO₂ contents, indicating that silica polymerization was not the primary factor controlling the internal stress of the lavas. However, the rubbly flows are more magnesian, calcic, and titaniferous, showing greater depletion in incompatible trace elements compared to simple pahoehoe lavas. Such chemical discrepancies in samples with similar MgO contents indicate that the two morphologies are not cogenetic in a closed-system differentiation process. It is suggested that the magmas originate from the same chamber with periodic recharging of basaltic magma, a hypothesis supported by the cyclic enrichment of MgO in the stratigraphy and by open-system textures, such as compositional zoning and sieve textures in plagioclase macrocrystals. Petrographically, both morphologies exhibit undercooling textures, including hyalopilitic matrix and swallowtail crystals. Lithogeochemistry proved to be an effective tool for regional correlation, allow establish the minimum lateral extent of two rubbly flows at 14 and 20 kilometers, respectively. This conclusion is based on the observation that the chemical variation between the cores of the flows in different regions is less than the margin of error of the lithogeochemistry analytical techniques. This approach allow to infer a paleotopography with a gentle slope of less than 0.34°. Additionally, the presence of silt and clay and the poorly-sorted grains in sedimentary matrix of brecciated top of rubbly lavas, as well as the presence of peperites, indicate a paleoclimatic transition from arid conditions, at the base of the Serra Geral Group, to an environment with greater water availability at the uppermost part of this Group. This work contributes to understanding the emplacement mechanisms of continental flood basalts, and provides information for the paleoenvironmental reconstruction, consolidating a lithostratigraphy of the Paranapanema Formation in the study area.

Keywords: Physical volcanology; Paranapanema Formation; Paraná Magmatic Province.

LISTA DE FIGURAS

Capítulos I e II: Introdução e Revisão temática

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo contendo o polígono delimitando a área, a localização dos pontos mapeados e as falhas transcorrentes destrais (laranja) e sinistrais (amarela) entre Pitanga e Barra Bonita, no estado do Paraná.....	03
Figura 2. Distribuição global das grandes províncias ígneas (LIPs) após a formação da Pangeia, cerca de 320 Ma. As linhas verdes conectam as grandes províncias ígneas oceânicas posteriormente separadas pelo espalhamento do fundo oceânico. Traduzido de Bryan & Ferrari, 2013.....	04
Figura 3. Classificação das Grandes Províncias Ígneas. Modificado e traduzido de Bryan & Ernst, 2007.....	05
Figura 4. Distribuição da Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) e principais estruturas tectônicas em uma reconstrução pré-drift. Enxames de diques: 1 - Ponta Grossa; 2 - Santos-Rio de Janeiro; 3 - Florianópolis; 4 - Paraguai. Traduzido de Rossetti et al, 2018.....	06
Figura 5. Mapa paleogeográfico da porção sudoeste do Gondwana durante o final do Jurássico e o início do Cretáceo com a área deposicional da Formação Botucatu. Retirado de Scherer & Goldberg, 2008.....	08
Figura 6. Duas dunas cobertas por basaltos, com forma original preservada em seção paralela ao paleovento proveniente de norte, em corte de estrada de ferro na Serra de Botucatu-SP. Retirado de Assine <i>et al.</i> , 2004.....	09
Figura 7. Imagem idealizada do derrame de lava do tipo <i>pahoehoe</i> preenchendo uma depressão e migrando para um vale, no campo de dunas do paleodeserto Botucatu. A direção da depressão é indicada pelas setas. Retirado de Licht & Arioli, 2020.....	09
Figura 8. Feições de interação sedimento-lava no contato entre as formações Botucatu e Serra Geral. (A) Duna linear (vista transversal ao fluxo) preservada pelos fluxos de lavas; (B) Brechas vulcânicas geradas pela interação entre as lavas e sedimentos inconsolidados; (C) Marcas em crescente geradas pela deformação dos sedimentos arenosos eólicos de dorso de duna por lóbulos de lavas <i>pahoehoe</i> ; (D) Detalhe das marcas em crescente, observe que entre as marcas em crescentes as marcas onduladas eólicas são inteiramente preservadas pela lava; (E) Estrias geradas pelo atrito da lava sobre sedimentos arenosos eólicos; (F) Modelo de recobrimento das dunas eólicas pelas lavas basálticas, as lavas fluíam inicialmente ao longo dos corredores de interdunas e recobriam progressivamente o dorso e a face frontal das dunas eólicas. Retirado de Scherer & Goldberg, 2008.....	10
Figura 9. Seção transversal de uma composição complexa de pequenos lóbulos empilhados e lavas finas do tipo <i>pahoehoe</i> , o que define a lava composta. Retirada de Licht & Arioli, 2020.....	12

Figura 10. Definição e morfologia das lavas. Traduzido e modificado de Duraiswami et al., 2014.....	13
Figura 11. Principais componentes de um campo de fluxo de lava. Um campo de fluxo representa a lava produzida em uma única erupção. Normalmente, consiste em dois ou mais fluxos de lava (indicados por diferentes tons de cinza), que, por sua vez, compreendem muitos lóbulos de fluxo. O sistema de transporte consiste em caminhos abertos ou selados, pelos quais a lava é transportada das aberturas de origem para as frentes de lava ativas, onde ocorre o crescimento efetivo. Retirado de Licht & Arioli, 2020.....	14
Figura 12. Seções idealizadas de um lóbulo fino do tipo P: (esquerda) seção longitudinal mostrando a ourela (S), a borda externa (O) e a borda interna (C), bem como os <i>pipes</i> inclinados em direção à frente ativa do lóbulo, e (direita) uma seção transversal esquemática. Observe a crosta vesicular inferior de 15 a 20 cm de espessura com vesículas de <i>pipes</i> crescendo. Os <i>pipes</i> podem ser subverticais ou inclinados em relação à frente ativa. Retirado de Licht & Arioli, 2020.....	14
Figura 13. Seção de um lóbulo espesso do tipo P de lavas havaianas mostrando a ourela (S), a borda externa (O) e a borda interna (C); na superfície superior uma fenda de inflação. Observe a crosta vesicular inferior de 15 a 20 cm de espessura com vesículas de pipes crescendo para dentro. Os pipes podem ser subverticais ou inclinados para a frente ativa. Retirado Licht & Arioli, 2020.....	15
Figura 14. Seções esquemáticas de um lóbulo do tipo S: (esquerda) uma seção longitudinal e (direita) uma seção transversal. A estrutura interna é composta por um núcleo altamente vesiculoso (esponjoso “ <i>spongy</i> ”) contendo vesículas maiores distribuídas uniformemente, cercado por uma borda com vesículas menores. A ourela (S) é densa, vítrea e tem cerca de 2 cm de espessura. Retirado de Licht & Arioli, 2020.....	15
Figura 15. Seção transversal esquemática da localização de um fluxo do tipo pahoehoe em inflação. (A) O fluxo chega como um pequeno lóbulo de lava fundida, de movimento lento, contido dentro de uma camada viscoelástica, elástica e arrefecida, com uma crosta frágil na superfície. As bolhas ficam inicialmente retidas tanto na crosta superior como na basal. (B) A injeção contínua de lava no lóbulo resulta em inflação (elevação da crosta superior) e novas rupturas. Durante a inflação, as bolhas que sobem do núcleo fluido ficam retidas na lava viscoelástica na base da crosta superior, formando zonas vesiculares horizontais (ZVH). O crescimento da crosta inferior, na qual se desenvolvem vesículas em pipe, é muito menor. O arrefecimento relativamente rápido e o movimento durante a inflação resultam em juntas irregulares na crosta superior. (C) Após a estagnação, o resíduo vesicular forma cilindros verticais (CVs) e camadas horizontais dentro do núcleo de lava em cristalização. O arrefecimento lento do núcleo líquido estacionário forma juntas mais regulares. (D) A história da colocação do fluxo é preservada na distribuição das vesículas em formas de lençóis horizontais de vesículas (LHVs) e no padrão de juntas da lava congelada. Traduzido de Self et al., 1996.....	17
Figura 16: Ilustração do desenvolvimento de um fluxo de camadas pahoehoe inflado. À esquerda encontram-se seções transversais num local fixo e, à direita, vistas cartográficas simultâneas do desenvolvimento do campo de fluxo. A localização do mapa da seção transversal	

é indicada pelo ponto. Este esquema aplica-se igualmente a lóbulos de fluxo em camada pahoe-hoe inflada com espessuras que variam entre 1 e 100 m e dimensões laterais entre <100 m e >10 km. A formação de um lóbulo de fluxo em camada pode demorar entre dias e anos. Nas seções transversais, o sombreado escurece com o arrefecimento e, na vista do mapa, escurece com a idade. (a) Um novo lóbulo avança da direita para a esquerda. A lava incandescente fica exposta apenas na ponta do fluxo. (b) O lóbulo engrossa por inflação à medida que se estende. Bolhas da lava em movimento ficam presas na crosta, formando vesículas. A crosta inferior cresce muito mais lentamente do que a crosta superior. (c) A inflação continua. A despressurização resultante da formação de uma nova ruptura leva a um pulso de vesiculação dentro da lava líquida (Hon et al., 1994). Estas bolhas ficam retidas, formando uma zona horizontal vesicular (ZHV). O resíduo silícico vesicular flutuante (R) que sobe da frente de cristalização inferior é disperso e misturado na lava em fluxo. As vesículas em pipe (P) crescem na frente de cristalização inferior. Algumas fissuras na crosta superior transformam-se em grandes fendas que atingem a camada viscoelástica. (d) O fluxo estagna. As bolhas primárias remanescentes sobem até ao topo do fluxo ao longo de alguns dias a semanas. O resíduo vesicular (R) consegue subir através da lava estagnada, formando camadas vesiculares horizontais na base da crosta superior. O arrefecimento é intensificado em torno de fendas profundas. Observe a forma complexa de um fluxo de camada de pahoe-hoe composto típico. Traduzido de Self et al., 1998..... 19

Figura 17: Desenho esquemático da secção transversal de um lóbulo de pahoe-hoe inflado. O lóbulo está dividido em três seções com base nas estruturas vesiculares, juntas e na textura cristalina. A crosta superior constitui 40–60% do lóbulo, e a crosta inferior tem espessura de 20–100 cm, independentemente da espessura total do lóbulo. Crosta superior: vesicular, frequentemente com zonas horizontais vesiculares (ZHV) discretas que se formam durante a inflação ativa (ver Figura 16c). O tamanho das bolhas aumenta com a profundidade. Juntas prismáticas ou irregulares, por vezes equivalentes ao entablamento em fluxos de lava espessos. A textura petrográfica varia de hipohialina a hipocristalina (90–10% de vidro). Núcleo: muito poucas vesículas. A porosidade é dominada por vazios diktitáxitos. As vesículas encontram-se principalmente no resíduo silícico, que forma cilindros de vesículas (CVs) e camadas de vesículas (CaVs). Holocristalino (<10% de vidro). Crosta inferior: quase tão vesicular quanto a crosta superior, com poucas juntas e 50–90% de vidro. Traduzido de Self et al., 1998..... 20

Figura 18. Derrame A'a. Retirado de <https://www.nps.gov/articles/000/lava-flow-forms.htm>..... 21

Figura 19. Vesículas em a'a na base de uma unidade de 15 m de espessura em Thônes-le-Vieux (Auvergne, França). A) zona de dez centímetros de espessura de baixa densidade numérica e vesículas grandes e cisalhadas no contato entre o interior e a crosta basal da unidade 'a'a. Observe como a lava acima da camada vesicular é maciça e sólida. B) Ampliação da camada basal mostrando como o alongamento das vesículas segue localmente a direção do contato. Retirado de Harris et al., 2017..... 22

Figura 20. Lava do tipo pahoe-hoe sobrepondo um fluxo a'a antigo. Retirado de <https://www.nps.gov/articles/000/lava-flow-forms.htm>..... 22

Figura 21. Observe a diferença das vesículas nas amostras de rocha da lava a) *pahoehoe* e b) a'a..... 23

Figura 22. Seção longitudinal esquemática de uma lava com morfologia de *rubblly pahoehoe*. A porção superior é composta por uma autobrecha feita de fragmentos angulares, muitos dos quais mantêm o aspecto rochoso, característico do topo de uma lava de *pahoehoe*. Traduzido de Licht & Arioli, 2020..... 24

Figura 23. Tipos de peperitos: bloqueado e fluidal. Modificado de Karroum *et al.*, 2011..... 26

Figura 24. Relação dos peperitos com a distância do corpo ígneo. Modificado de Karroum *et al.*, 2011..... 26

Capítulo IV: Resultados e Discussões (Artigo)

Figure 1. Simplified geological map of the Paraná Magmatic Province in the Paraná Basin and the study area. (A) - General distribution of low- and high-Ti magma types and felsic volcanics of the PMP within the Paraná Basin. The white square shows the study area. (B) Geological map of the study area with sampling sites. The full sample codes (MR-SS-) are omitted for simplification purposes..... 33

Figure 2. Field features of simple pahoehoe lava flows in the study area. (A) - Schematic section of simple pahoehoe lava flow and its structures. (B) - Outcrop of vesiculated and aphyric basalt of the lower crust. The vesicles are filled with celadonite. (C) - Centimetric pipe-shaped vesicles of the lower crust. (D) - aphyric basalt of the lava flow core. (E) - A basal section of vesicle cylinders forms a pod of vesicles. (F) - Flattened and centimetric vesicles filled with quartz in the lava flow core. (G) - In the upper crust, the centimeter-sized vesicles filled with quartz increase their volume from 15% to 30% towards the surface of the lava flow. The dashed line in (G) indicates the increase in the vesicle volume in the upper crust from simple pahoehoe lava flows..... 36

Figure 3. Field features of rubblly pahoehoe lava flow in the study area. (A) - Schematic section of the rubblly pahoehoe lava flows with their respective sections and distinctive lithofacies. (B) - The aphanitic vesicular basalt of the lower crust. Vesicles reach up to 10% in volume and are filled with chalcedony. (C) - Sparse centimetric vesicles at the base of the core flow, displaying their pear-like shape and filled with chalcedony. (D) - Sparse, centimetric, flattened vesicles of the core filled with celadonite. (E) - Millimetric to centimetric circular vesicles towards the top of the core filled with quartz. (F) - The aphanitic vesicular basalt of the upper crust of the lava flow. Vesicles are circular, millimetric, and reach up to 15% in volume. (G) - The wavy brecciated top layer with (dashed line). (H) - The dark gray to reddish basaltic clasts of the top breccia with vesicles partially or totally filled with secondary material. (I) - The matrix-supported breccia with subcircular, centimetric isolated clasts of basalt..... 38

Figure 4. Field features of the peperites in the study area. (A) - Complex brecciated zone composed of peperite above the brecciated top layer of a rubblly pahoehoe flow. (B) - Peperite with basalt clasts without textures and structures of mingling between lava and sediment. (C) -

Centimetric basaltic clasts with a fluidal shape, curvilinear edges, and inclusions of sedimentary material. (D) - Subcircular and pipe-like vesicles in the clasts. (E-F) - Folded and stretched vesicles parallel to the edges of clasts. (G) - The sedimentary matrix of the peperite with depositional structures (arrow). (H) - Cavities partially filled with zeolite and calcite..... 39

Figure 5. Schematic stratigraphic section of the Paranapanema Formation in the study area. This volcanic sequence consists of 10 flows of rubbly and simple pahoehoe lavas. The complex brecciated zone represents a brecciated top layer of rubbly flows covered by peperite. This Paranapanema volcanic sequence is stratigraphically above the high-Ti lavas of the Pitanga Formation, which outcrop in the surroundings of the study area..... 41

Figure 6. Photomicrographs (PPL, parallel polarized light, and XPL, cross-polarized light) of the basalts in the study area. (A) - Volcanic glass (Vg), plagioclase crystals very fine-grained displaying a sieve core (thick arrows) and very fine and granular augite (PPL). (B) - Subhedral plagioclase and augite macrocrysts with compositional zoning (arrow). The plagioclase macrocrysts have a sieve core (circulated), augite macrocrysts form clusters, and vesicles are filled with quartz, zeolite, and/or smectite edges (XPL). (C) - Subophitic texture of lath-shaped plagioclase and columnar augite, and dendritic opaques (circulated; PPL). (D-E) Plagioclase with compositional zoning (arrow in E) and pseudomorph olivine substituted by reddish (D) or greenish (E) saponite (XPL). (F) - Spherulites of volcanic glass (XPL). (G) - Subhedral opaque minerals (PPL). (H) - Cluster of augite and plagioclase next to polymineralic vesicle filled with radial zeolite in the center and quartz (arrow) at the edge (XPL). The mineral symbols are from Warr (2021), except for opaque minerals (Opq), olivine pseudomorph (Ol-psd), and spherulite (Sph)..... 43

Figure 7. Photomicrographs (PPL, parallel polarized light, and XPL, cross-polarized light) of brecciated zones of lava flows in the study area. (A) - Basalt clasts hosted in a siliciclastic matrix with different grain sizes (arrows; PPL). (B-C) Sediments (arrow) and polygonal quartz filling the vesicles (PPL). (D) - Sedimentary matrix with grain sizes varying from clay to medium sand and composed of basalt fragments, augite (thin arrow), biotite (thick arrow), and quartz (PPL). (E) - Quartz crystals of matrix with undulatory extinction and polygonal texture (arrow; XPL). (F) - Calcite and zeolite filling the vesicle in the basalt clasts (XPL). (G) - Matrix surroundings and invading basalt clasts (PPL). (H) - Sedimentary stratifications truncated by basalt clasts (PPL). The mineral symbols are from Warr (2021)..... 45

Figure 8: Classification diagrams of the basaltic magma types in the PMP. (A) and (B): Low- and high-Ti groups. (C) – (F): High-Ti basalts. Authors are indicated. The Ribeira basalt was originally classified as a low-Ti magma type (Peate, 1985; Peate et al., 1992) but was further included in the high-Ti group (Peate, 1997)..... 47

Figure 9: Geochemical features of the Paranapanema basalts in the study area. The rubbly pahoehoe flows are represented by black circles, while simple pahoehoe lavas are blue circles. (A) TAS (Total Alkali versus Silica) classification diagram from Le Bas et al. (1986), with the dashed line separating the alkaline (above) and subalkaline (below) fields from Irvine &

Baragar (1971). (B-H) Variation diagrams for selected oxides and trace elements. Arrows indicate possible fractionating trends..... 52

Figure 10. Samples of the studied area plotted in chondrite-normalized diagrams. (A) - Chondrite-normalized multielement diagram. (B) - Chondrite-normalized REE diagram. Normalized factors from McDonough & Sun (1995)..... 53

LISTA DE TABELAS

Capítulo IV: Resultados e Discussões (Artigo)

Table 1. Lithogeochemical data of the Paranapanema basalts in the study area. LOI is loss on ignition. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ is total iron as ferric iron. bdl = below detection 50

Table 2. Percentage differences of lithogeochemical data from core lava flows of the Paranapanema Formation sampled in distinct regions of the study area. The average precision for major and minor elements is 1.9%, and for trace elements is 2.8%. The average accuracy for major and minor elements is 2.7%, and for trace elements is 4.5%..... 57

LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS

Ar: Argônio

FB: Formação Botucatu

FSG: Formação Serra Geral

IUGS: *International Union of Geological Sciences*

Km²: Quilômetros quadrados

Km³: Quilômetros cúbicos

LIPs: *Large Igneous Provinces*

M: Milhões

Ma: Milhões de anos

PIP: Província Ígnea do Paraná

PIPE: Província Ígnea Paraná-Etendeka

TiO₂: Dióxido de titânio

Ti: Titânio

Y: Ítrio

Zr: Zircônio

<: Menor que

>: Maior que

±: Mais ou menos

%: Porcentagem

SUMÁRIO

Dedicatória

Agradecimentos

Resumo geral

Abstract

Lista de figuras

Lista de tabelas

Lista de abreviações e símbolos

1 INTRODUÇÃO	01
1.1 Apresentação	02
1.2 Objetivo e hipóteses	02
1.3 Justificativa	02
1.4 Localização da área de estudo	03
2 REVISÃO TEMÁTICA	
2.1 As Grandes Províncias Ígneas	03
2.2 O Grupo Serra Geral Bacia do Paraná	05
2.3 A geometria dos fluxos de lava	11
2.3.1 Lavas <i>pahoehoe</i>	13
2.3.2 Lavas A'a	21
2.3.3 Lavas transicionais	23
2.4 Interação lava-sedimento	24
3 MATERIAIS E MÉTODOS	
3.1 Materiais	27
3.2 Métodos	27
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	28
4.1 Resultados (artigo científico)	29
4.2 Discussões (artigo científico)	53
5 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	
5.1 Conclusões (artigo científico)	59
5.2 Trabalhos futuros	74
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

1 INTRODUÇÃO

As grandes províncias ígneas (*large igneous provinces*, LIPs) são áreas extensas de rochas predominantemente extrusivas e subordinadamente intrusivas, formadas em um período de 1-5 milhões de anos. As províncias podem estar associadas a processos como a formação do assoalho oceânico, vulcanismo em margens passivas ou em ambiente intracontinental, platôs oceânicos e montes submarinos (Coffin & Eldholm, 1992). O principal tipo de LIP nos continentes são as Províncias Ígneas Continentais, formadas por rochas predominantemente máficas e derivadas da fusão parcial do manto terrestre (Coffin & Eldholm, 1994).

A Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) representa o maior evento magmático do Cretáceo Inferior associado à quebra do Gondwana (Peate, 1997). No Brasil, essa unidade é referenciada como Província Ígnea do Paraná (PIP), e seus derrames basálticos continentais foram inseridos no Grupo Serra Geral da Bacia Sedimentar do Paraná (Rossetti *et al.*, 2018; Horn *et al.*, 2022). Estes derrames cobrem uma área de $1,2 \times 10^6$ km² e apresentam espessura total de 1530 m (Bellieni *et al.*, 1984a). Quimicamente, estas lavas basálticas são agrupadas em dois tipos principais: alto TiO₂ e baixo TiO₂ (Bellieni *et al.*, 1984b). As lavas de alto-TiO₂ localizam-se predominantemente no norte da bacia e são divididas em quatro magmas-tipo denominados Urubici, Ribeira, Pitanga e Paranapanema. As lavas de baixo TiO₂, localizadas na porção sul da bacia, correspondem aos tipos Gramado e Esmeralda (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997). As sucessões desses derrames compõem uma litoestratigrafia com arquiteturas complexas, controladas pela taxa de erupção, localização e abundância dos centros vulcânicos (Jerram *et al.*, 1999; Jerram, 2002).

A vulcanologia física e química dessas províncias de basalto continentais concentra-se nos aspectos de colocação, incluindo sua morfologia, extensão e distribuição de estruturas como vesículas e zonas brechadas (Griffiths, 2000; White *et al.*, 2009; Bryan *et al.*, 2010; Rossetti *et al.*, 2018; Krishnamurthy, 2020; Millett *et al.*, 2024). Esses aspectos de colocação, controlados pela deformação interna por cisalhamento, permitem a avaliação da taxa de efusão, perda de calor, fornecimento de magma, canalização do fluxo e viscosidade da lava (Walker, 1971; Cashman *et al.*, 1998, 1999; Griffiths, 2000; Duraiswami *et al.*, 2014; Biggs *et al.*, 2016). Além disso, a vulcanologia física e química é útil na caracterização ambiental, onde a topografia e a rugosidade do terreno alteram a tensão interna e modificam a morfologia da lava (Walker, 1971; Keszthelyi & Self, 1998; Harris & Rowland, 2009; Rossetti *et al.*, 2025). Nesse cenário, as condições climáticas, o teor de água e a cobertura sedimentar também influenciam a gênese das sequências vulcânicas, particularmente os derrames basálticos continentais (Bodin *et al.*, 2015; Aubry *et al.*, 2022; Bacha *et al.*, 2022; Shan *et al.*, 2023).

Essa dissertação apresenta a primeira investigação abrangente da vulcanologia física e química da Formação Paranapanema na região de Pitanga e Barra Bonita, no estado do Paraná. As descobertas detalham as litofácies e morfologias das lavas com base em observações de campo, petrografia e dados litogeoquímicos. A extensão dos fluxos de lava foi estimada por meio da correlação química de amostras de núcleo, enquanto a inclinação da paleotopografia foi determinada pela medição das distâncias horizontais e verticais dentro do mesmo fluxo. O paleoambiente existente à época do vulcanismo foi determinado por meio da análise sistemática da matriz sedimentar das zonas brechadas intercaladas com derrames de lava e foi comparado

com modelos já propostos para outras porções do Grupo Serra Geral. Ressalta-se que o corpo de resultados, discussões e conclusões deste trabalho foi reunido em um artigo científico submetido para publicação no periódico *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (<https://www.sciencedirect.com/journal/journal-of-volcanology-and-geothermal-research>).

1.1 APRESENTAÇÃO

Este documento é uma dissertação de mestrado que está vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). O tempo de duração da pesquisa é de 24 meses (2 anos) e contou com o apoio financeiro do projeto de pesquisa EXCO₂ Fácies vulcânicas e processos de alteração em basaltos do Paraná e sua caracterização para captura e armazenamento de CO₂. Este projeto de pesquisa foi firmado entre o PPGMEG/UFRRJ e a empresa ExxonMobil Brasil Corporation e a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis do Brasil, sendo gerenciado pela Fundação de Apoio à Pesquisa da Universidade Rural (FAPUR), com termo de cooperação 29/23, código ANP 24078-8.

1.2 OBJETIVOS E HIPÓTESES

1.2.1 Hipóteses

A hipótese do trabalho visou certificar os aspectos do paleoambiente vulcânico com os dados já publicados para a PIP, com ênfase na extensão dos derrames e no ambiente com presença de água na região norte da Província.

1.2.2 Objetivos

O principal objetivo desta dissertação de mestrado é reconstituir o paleoambiente vulcânico de uma área na Província Basáltica do Paraná. Mais especificamente, pretende-se:

- a) Estabelecer se o tipo de morfologia das lavas é controlado, de alguma maneira, pela composição química dos basaltos estudados;
- b) Instituir a extensão lateral dos derrames de lava no perfil da área de estudo;
- c) Determinar a inclinação paleotopográfica das lavas no mesmo perfil da área;
- d) Avaliar a influência do paleoambiente na gênese das brechas com matriz sedimentar intercaladas com a sequência vulcânica.
- e) Discutir se os resultados obtidos na área de estudo podem ser estendidos para outras áreas de ocorrência da Formação Paranapanema na Província.

1.3 JUSTIFICATIVA

Esta pesquisa consiste no primeiro estudo detalhado focado na vulcanologia física e química da Formação Paranapanema, para oferecer um novo modelo litoestratigráfico e evolutivo para o norte da Província Ígnea do Paraná e estabelecer correlações entre a dinâmica magmática e as variações paleoambientais apresentadas em trabalhos prévios. A pesquisa justifica-se pela necessidade de compreender os mecanismos de colocação e a morfologia dos fluxos de lava na sucessão da Formação Paranapanema, com a integração de dados litogeoquímicos, análises de litofácies, identificação de estruturas de interação magma-sedimento, paleorelevo e paleoambiente para a porção superior do Grupo Serra Geral da Bacia

do Paraná.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo desse trabalho está localizada na região norte da Província Magmática do Paraná, na estrada PR-239 entre a cidade de Pitanga e o distrito de Barra Bonita, no município de Pitanga, no estado do Paraná. Na área, afloram os basaltos de alto-Ti das Formações Paranapanema e Pitanga, de acordo com o mapa de Horn *et al.*, 2022, indicados nos pontos mapeados com o código “MR-SS-número do ponto” (Figura 1).

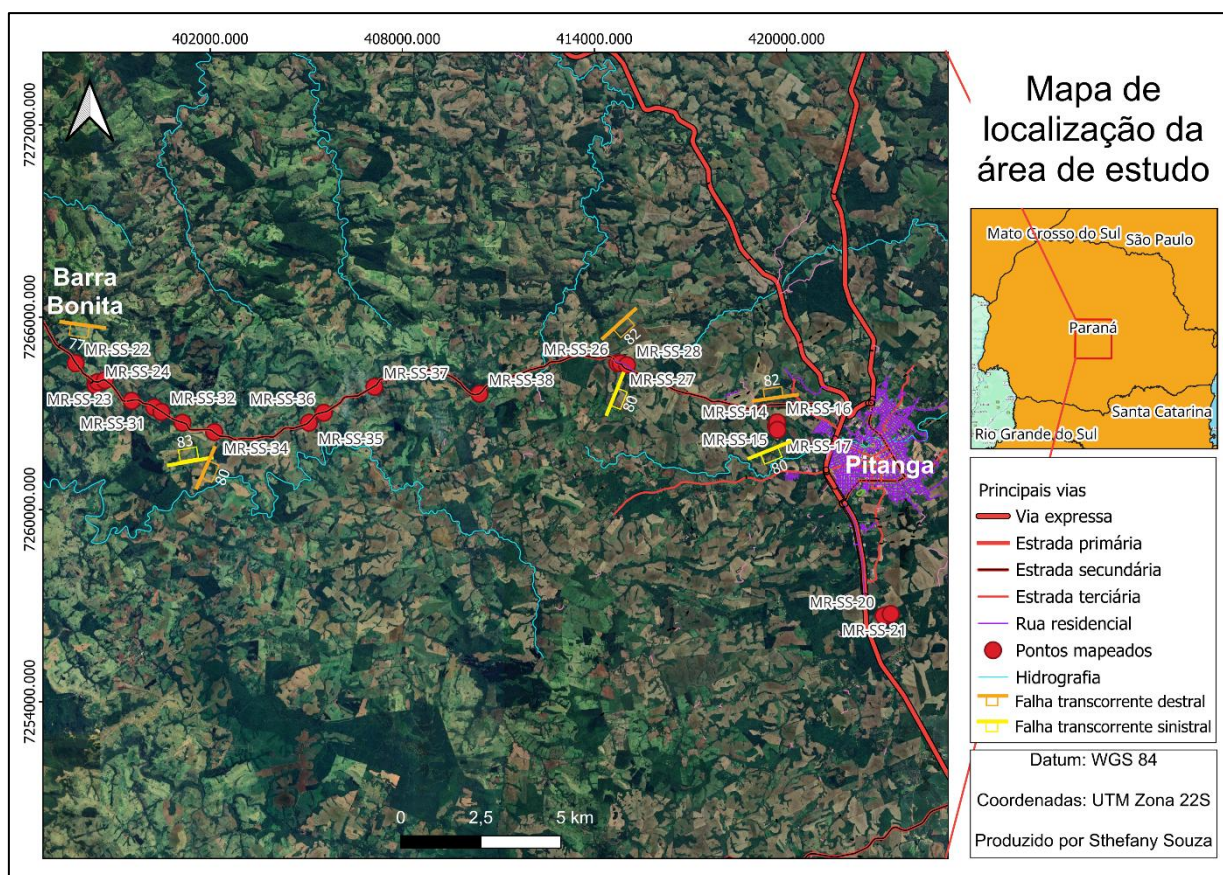


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo contendo o polígono delimitando a área, a localização dos pontos mapeados e as falhas transcorrentes destrais (laranja) e sinistrais (amarela) entre Pitanga e Barra Bonita, no estado do Paraná.

2 REVISÃO TEMÁTICA

2.1 As Grandes Províncias Ígneas

As grandes províncias ígneas, definidas inicialmente por Coffin & Eldholm (1992), são extensos derrames, predominantemente máficos, de rochas intrusivas e extrusivas que representam as manifestações físicas e químicas dos processos de fusão parcial mantélica (figura 2). Extravasam em forma de basaltos em derrames continentais (por exemplo: províncias basálticas continentais, enxame de diques, riftes vulcânicos) e oceânicos (por exemplo: platôs oceânicos, bacias basálticas oceânicas), como na figura 3.

O progresso na compreensão das LIPs incorporou novos critérios de classificação dessas províncias (Sheet, 2007). De acordo com a revisão temática de Bryan & Ernst (2007), as LIPs são províncias magmáticas, predominantemente máficas, com extensão de área $> 0,1\text{M km}^2$ e volume de rochas ígneas maior que $> 0,1\text{M km}^3$. Conforme o mesmo autor, o evento magmático tem duração de tempo máxima de $\sim 50\text{ Ma}$ e é caracterizado por pulsos de magmas de curta duração ($\sim 1\text{-}5\text{ Ma}$), nos quais mais de 75% do volume de lava é extravasado.

Os variados tipos e ambientes associados aos derrames basálticos levaram a estudos geoquímicos que identificaram diferentes magmas-tipo (Saunders *et al.*, 1997; Marsh *et al.*, 2001). Esses magmas podem ser divididos em baixo e em alto TiO_2 e no teor de elementos incompatíveis associados, tanto em rochas ígneas máficas quanto em félsicas associadas (Peate, 1997).

As LIPs podem estar associadas à ruptura dos continentes ou supercontinentes (Courtillet *et al.*, 1999). Essa ruptura produz margens vulcânicas rifteadas, novas e grandes bacias oceânicas e novos e pequenos continentes (Bryan & Ferrari, 2014). As LIPs continentais geralmente precedem a ruptura dos continentes e a abertura oceânica, sendo um evento pré-rifte, como a Província Ígnea Paraná-Etendeka (Milner *et al.*, 1995; Marsh *et al.*, 2001). Esta foi formada durante o Cretáceo Inferior e é associada à abertura do Oceano Atlântico Sul (Peate, 1997). Uma parte da extensa área do derrame localiza-se na América do Sul e outra, menor, na Namíbia e Angola. No Brasil, os derrames de lava pertencem ao Grupo Serra Geral.

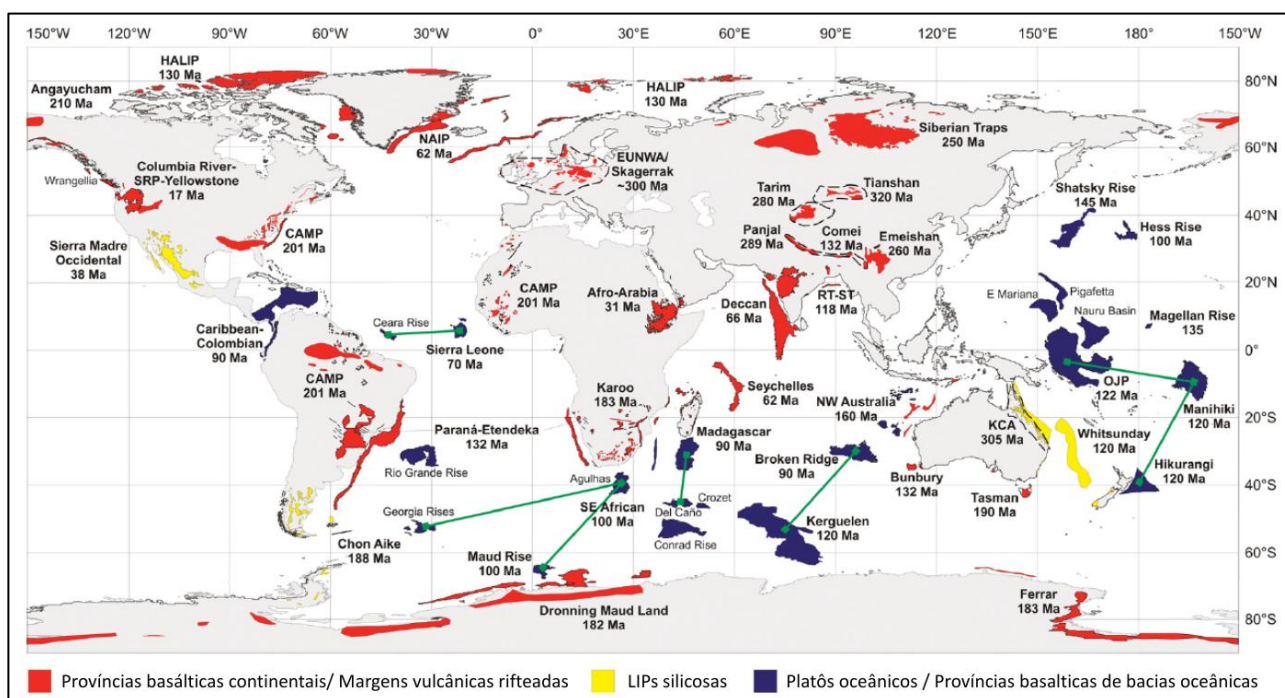


Figura 2. Distribuição global das grandes províncias ígneas (*large igneous provinces*, LIPs). As linhas verdes conectam as grandes províncias ígneas oceânicas separadas pelo espalhamento do fundo oceânico. Modificado de Bryan & Ferrari, 2013.

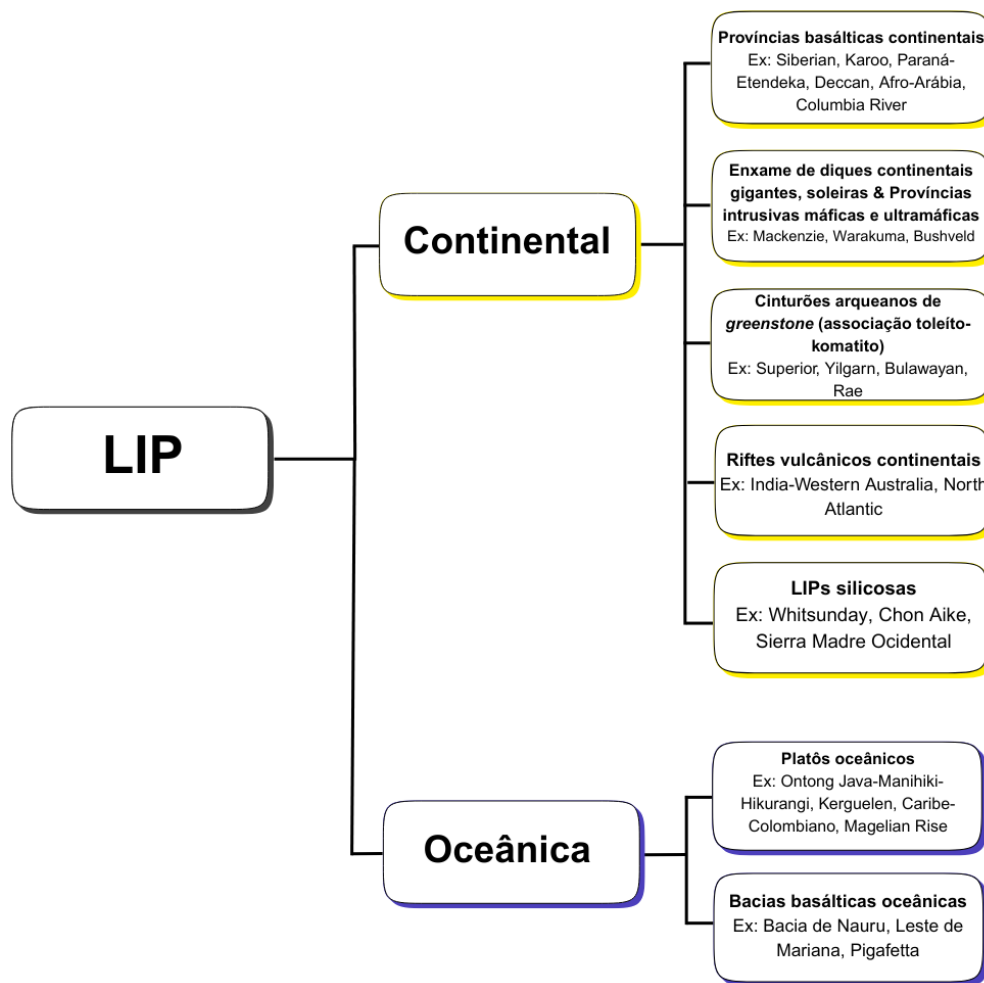


Figura 3. Classificação das Grandes Províncias Ígneas. Modificado de Bryan & Ernst, 2007.

2.2 O Grupo Serra Geral da Bacia do Paraná

A Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) é um dos maiores derrames de rochas vulcânicas registrados, está associado à quebra do supercontinente Gondwana no Cretáceo Inferior e à pluma mantélica de Tristão da Cunha (Peate, 1997). No Brasil, esses derrames compreendem o Grupo Serra Geral (GSG) e fluíram por uma espessa sequência sedimentar Paleozoica da Bacia do Paraná (Rosseti *et al.*, 2018; Licht & Arioli, 2020; Horn *et al.*, 2022).

A bacia intracratônica Paraná foi constituída no Ordoviciano Superior, é composta por sedimentos siliclásticos marinhos, paleozoicos e sequências mesozoicas, exclusivamente de sedimentos continentais (lacustres e fluviais; Peate, 1997). Estes últimos resultaram nos arenitos eólicos jurássicos da Formação Botucatu (FB). As lavas da PIPE são subaéreas e extravassaram diretamente sobre os arenitos Botucatu em quase toda a Província (Almeida, 1953). Sendo assim, as condições climáticas predominantes eram áridas e desérticas durante o vulcanismo.

A Formação Botucatu é constituída por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanaladas de médio a grande porte, representando campos de interdunas eólicas, onde incomumente tem-se a ocorrência de arenitos com estratificação plano-paralela, representando interdunas secas (Assine *et al.*, 2004). Os arenitos estão distribuídos em mais de 1,5 M de km², aflorando ao longo da borda da Bacia do Paraná, cobrindo regiões do Brasil, Uruguai, Argentina e Paraguai, com correlatas no continente africano (Scherer & Goldberg, 2008).

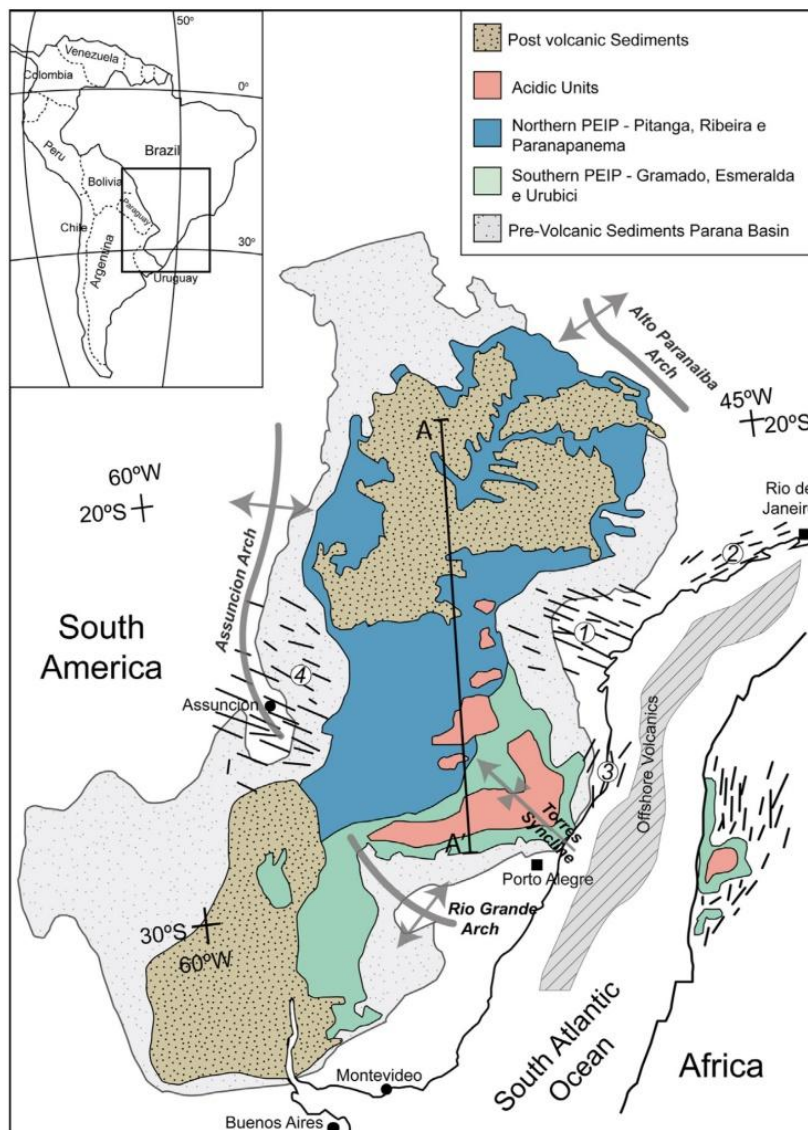


Figura 4. Distribuição da Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) e das principais estruturas tectônicas em uma reconstrução pré-drift. Enxames de diques: 1 - Ponta Grossa; 2 - Santos-Rio de Janeiro; 3 - Florianópolis; 4 - Paraguai. Rossetti *et al.* (2018).

Essa Formação representa a base estratigráfica dos derrames de lavas depositados posteriormente sobre esses arenitos.

A hipótese mais provável das origens das areias do Botucatu é que essas resultaram do retrabalhamento de sistemas fluviais, o qual a área fonte está associada aos altos topográficos existentes na borda ocidental do Gondwana (Scherer & Goldberg, 2008; figura 5). Nos estados do Paraná, São Paulo e Minas Gerais, a estratificação cruzada da FB indica uma paleocorrente das dunas eólicas para o sul, o que sugere uma área-fonte dos sedimentos provenientes de

sistemas fluviais da porção setentrional da bacia (Bigarella & Salamuni, 1961; Scherer & Goldberg, 2007; Scherer & Goldberg, 2008). A presença de conglomerados na base da FB ao longo da faixa leste e norte da bacia também sugere a existência de drenagens locais que transportaram sedimentos para o paleodeserto Botucatu (Soares, 1975).

O término da acumulação eólica do paleodeserto Botucatu está relacionado ao início do intenso vulcanismo fissural, associado à ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico

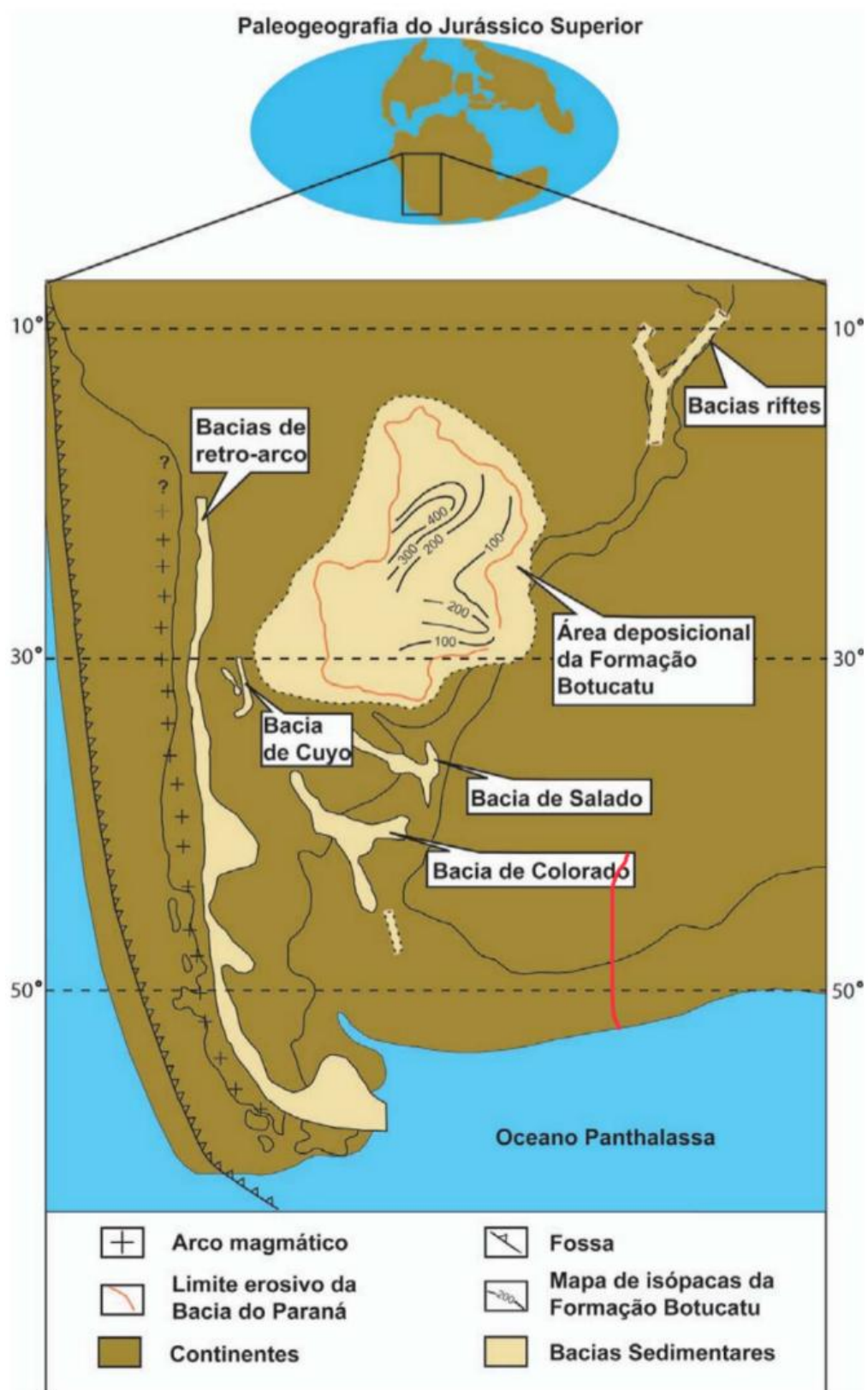


Figura 5. Mapa paleogeográfico da porção sudoeste do Gondwana durante o final do Jurássico e o início do Cretáceo com a área deposicional da Formação Botucatu. Retirado de Scherer & Goldberg, 2008.

Sul (Almeida, 1953; Assine *et al.*, 2004). Os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral recobriram a paisagem eólica pré-existente, preservando diversas feições no contato da lava

com o sedimento (figuras 6 e 7). Isso sugere que esses derrames recobriram campos de dunas ativos, o que indica a ausência de hiatos temporais entre a FSG e a FB (Scherer & Goldberg, 2008).

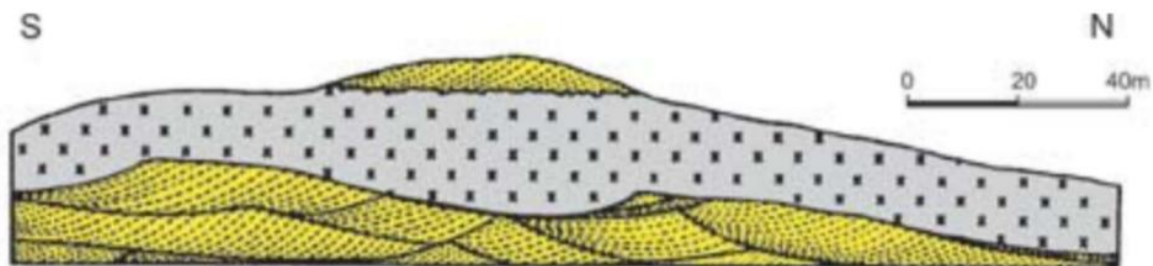
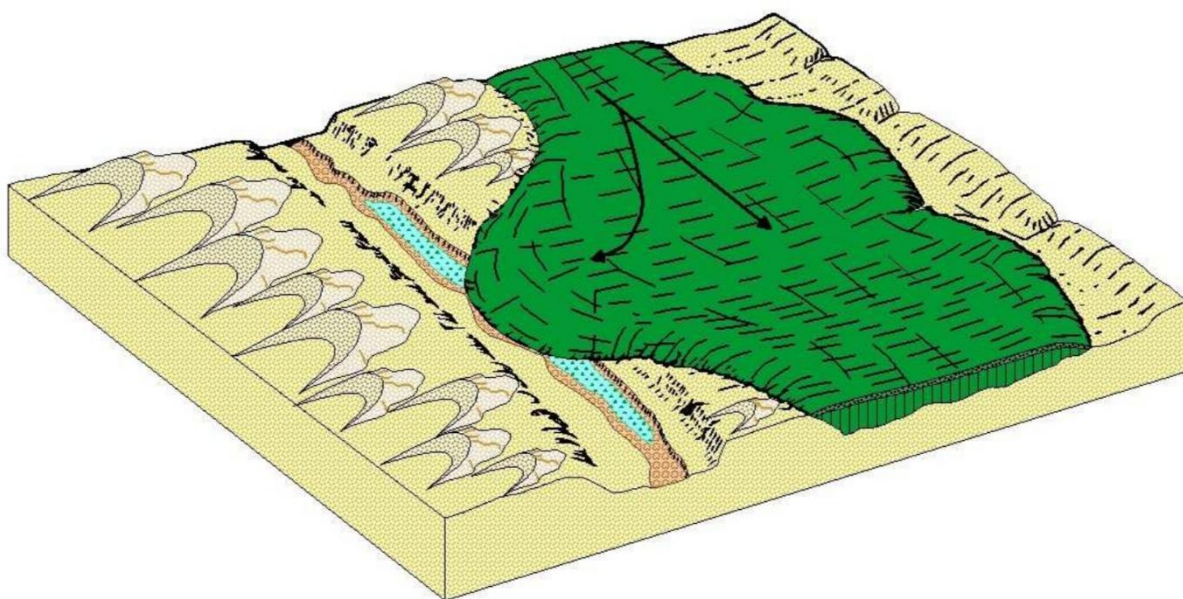


Figura 6. Dunas cobertas por basaltos, com forma original preservada em seção paralela ao paleovento proveniente do norte, em corte de estrada de ferro na Serra de Botucatu-SP. Retirado de Assine *et al.*, 2004.

Figura 7. Figura idealizada do derrame de lava do tipo *pahoehoe* preenchendo uma depressão e migrando para um vale no campo de dunas do paleodeserto Botucatu. A direção da depressão é indicada pelas setas. Retirado de Licht & Arioli, 2020.



As evidências de contemporaneidade entre a sedimentação eólica e os fluxos de lava são destacadas por Scherer & Goldberg, 2008: 1) a preservação dos estratos de dorso das dunas (topset); 2) o desenvolvimento de brechas vulcânicas formadas pela interação entre sedimentos eólicas e lavas, formando feições parecidas com peperitos (Jerram & Stollhofen, 2002); e 3) a impressão de feições no dorso das dunas durante a movimentação das lavas. Destacam-se as marcas crescentes originadas pela deformação das areias durante o avanço dos lóbulos de lavas do tipo pahoehoe (Rossetti *et al.*, 2018; Scherer, 2002; Scherer & Goldberg, 2008; figura 8).

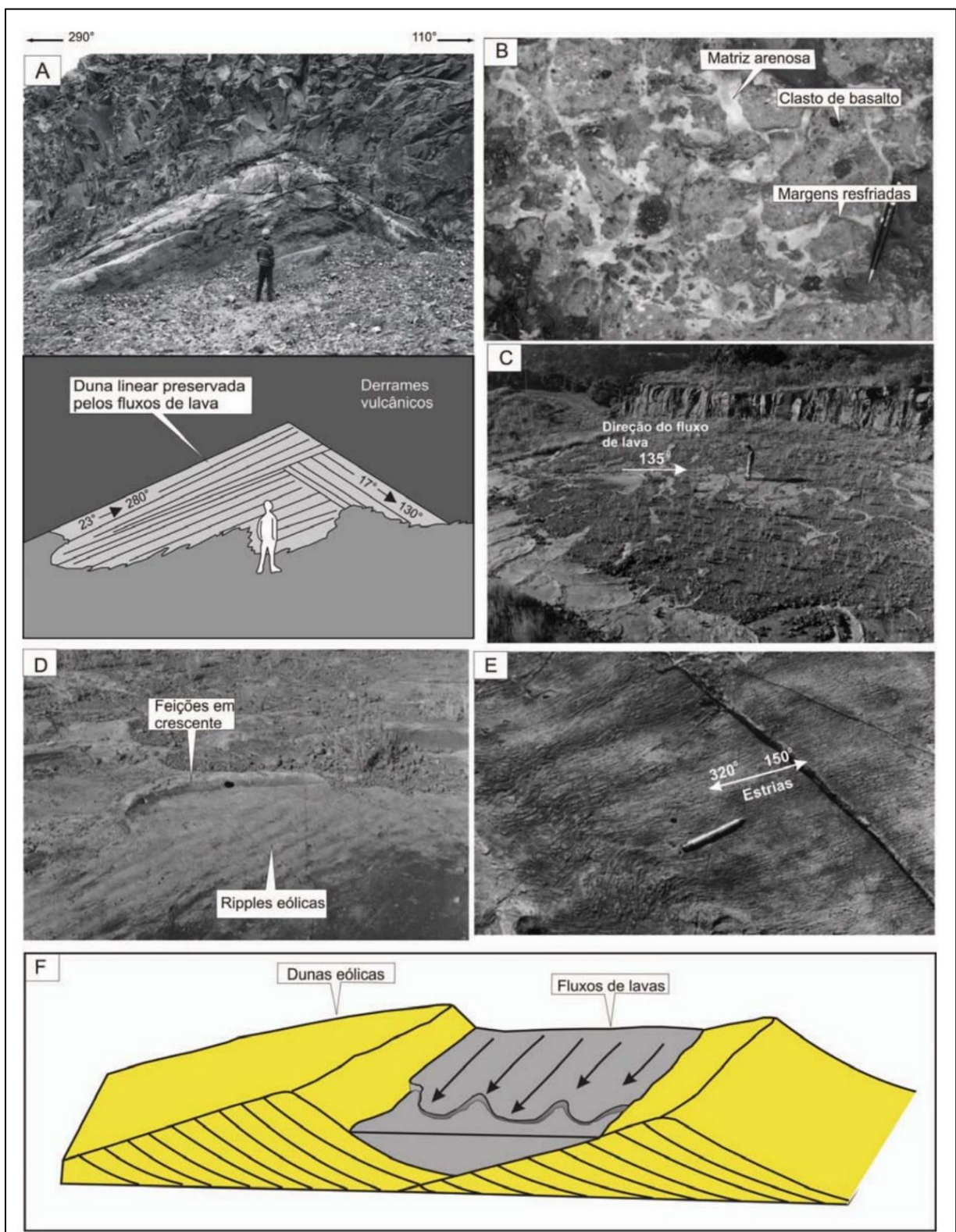


Figura 8. Feições de interação sedimento-lava no contato entre as formações Botucatu e Serra Geral. (A) Duna linear (vista transversal ao fluxo) preservada pelos fluxos de lavas; (B) Brechas vulcânicas geradas pela interação entre as lavas e sedimentos inconsolidados; (C) Marcas em crescente geradas pela deformação dos sedimentos arenosos eólicos de dorso de duna por lóbulos de lavas *pahoehoe*; (D) Detalhe das marcas em crescente, observe que entre as marcas em crescentes as marcas onduladas eólicas são inteiramente preservadas pela lava; (E) Estrias geradas pelo atrito da lava sobre sedimentos arenosos eólicos; (F) Modelo de recobrimento das dunas eólicas pelas lavas basálticas, as lavas fluíam inicialmente ao longo dos corredores de interdunas e recobriam progressivamente o dorso e a face frontal das dunas eólicas. Retirado de Scherer & Goldberg, 2008.

O magmatismo do Grupo Serra Geral é caracterizado por um espesso derrame de lavas toleíticas (> 90%), compostas por basaltos, basalto andesitos, intercalados com andesitos e riódacitos (Peate, 1997; Petry *et al.*, 2007). O magmatismo não tem uma composição homogênea e, segundo a estratigrafia regional, as sucessões de lava de baixo-TiO₂ (Ti/Y < 310) são encontradas no sul da Bacia e são sobrepostas por dacitos e riolitos do tipo Palmas. As de alto-TiO₂ estão localizadas principalmente no norte e cobrem, respectivamente, as sucessões de lavas de baixo TiO₂ em direção ao norte e ao oeste (Rossetti *et al.*, 2018; figura 4).

As rochas ácidas na porção norte da bacia ocorrem em fluxos de lavas intercalados com as rochas máficas. Riódacitos e riolitos do tipo Chapecó afloram na porção inferior dos derrames basálticos de alto-TiO₂, cobrindo o embasamento ou sobrepondo as lavas de baixo-TiO₂ (Piccirillo *et al.*, 1989).

Os estudos sobre a vulcanologia física na parte sul da Formação Serra Geral possibilitaram o reconhecimento de diferentes morfologias de fluxo de lava e uma construção estratigráfica preliminar para a área (Famelli & Carmo, 2021). Rossetti *et al.*, (2018) promoveram a Formação Serra Geral à categoria de Grupo Serra Geral, no qual o vulcanismo é composto morfologicamente por diferentes Formações: Torres, Vale do Sol, Palmas e Esmeralda. Os autores propuseram que o início do vulcanismo na porção sul foi caracterizado por lavas *pahoehoe* da Formação Torres, sobrepostas por *rubby pahoehoe* da Formação Vale do Sol. As lavas félsicas tabulares da Formação Palmas cobriram a Formação Torres e a Vale do Sol, sendo posteriormente cobertas pelas lavas da Formação Esmeralda (Rossetti *et al.*, 2018; Famelli & Carmo, 2021).

Um modelo estratigráfico formal para as lavas da porção norte do Grupo Serra Geral ainda não foi proposto, no entanto estudos baseados em relações de campo e dados químicos de furo de sondagem indicam uma sucessão estratigráfica iniciada pelos traquidacitos do tipo Chapecó, seguido por basaltos do Pitanga, sobrepostos por basaltos do Paranapanema menos evoluídos (Peate, 1997; Janasi *et al.*, 2007, Machado *et al.*, 2018; Gusão *et al.*, 2024). Os basaltos do tipo Ribeira ainda possuem uma posição estratigráfica duvidosa, pois ocorrem restritos em porções no norte da Província (Gusão *et al.*, 2024).

De acordo com o Mapa Geológico da Bacia do Paraná (Horn *et al.*, 2022), a Formação Paranapanema é composta por derrames do tipo *pahoehoe*, localmente *rubby pahoehoe*, de basaltos e andesitos basaltos. As geometrias são tabulares, espessas, extensas e infladas. Apresentam intercalações de depósitos vulcanoclásticos e sedimentares, arenitos e lamitos, ocorrem na porção basal da unidade.

2.3 A geometria dos fluxos de lava

Na Província Ígnea do Paraná, duas associações de fluxos de lavas são descritas de acordo com sua geometria: simples ou composta (Licht & Arioli, 2020). A geometria indica a taxa e o volume de erupção, a morfologia do terreno e a identificação da fase evolutiva do regime, como inicial, ápice e final (Licht & Arioli, 2020).

Segundo Walker (1971), os fluxos de lavas são divididos em corpos de lavas menores, chamados de *flow-units* ou unidades de fluxo. Estas possuem um topo que resfriou e solidificou antes de outra unidade de fluxo sobrepor a elas. De acordo com o mesmo autor, cada unidade de fluxo é uma unidade de resfriamento separada, embora não esteja necessariamente por toda resfriada antes de ser sobreposta por outra unidade. A associação de fluxo de lava composta é proposta pelo autor para se referir a uma lava divisível em unidades de fluxo (figura 9), sendo o de lava simples para uma que não é divisível (Walker, 1971).

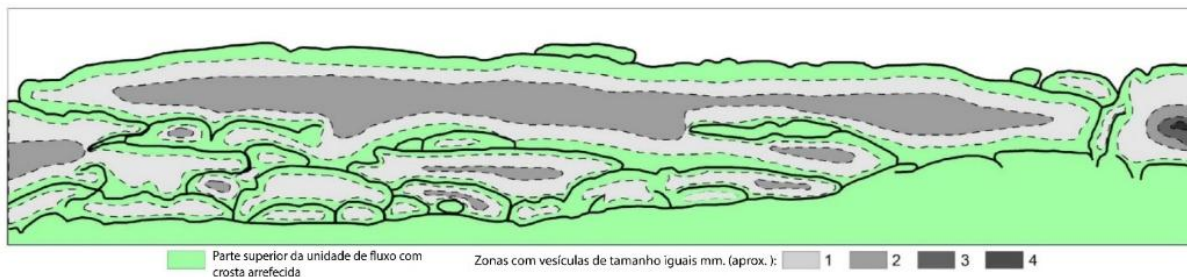


Figura 9. Seção transversal de uma composição complexa de pequenos lóbulos empilhados e lavas finas do tipo *pahoehoe*, o que define a lava composta. Retirada de Licht & Arioli (2020).

Sequências de fluxos finos de lavas e lóbulos, correspondendo a uma associação de fluxo de lava composta, registram períodos de vulcanismo intermitente, típicos da fase inicial da PIP (Licht & Arioli, 2020). Os fluxos de lava e os lóbulos finos têm estrutura interna simples que consiste em uma crosta inferior e uma superior, com alguns milímetros de espessura. Por serem sistemas abertos com rápida perda de temperatura e pressão, essas superfícies são vítreas finas. O centro, com aproximadamente 40 cm de espessura, pode ser afanítico ou intensamente vesiculoso. Essa associação de fluxo de lava composta representa porções frontais de grandes derrames de lava, com pouco volume, baixas taxas de alimentação e lava relativamente viscosa (Walker, 1989; Licht & Arioli, 2020). A estrutura interna mais comum de fluxo de lava composta é a do tipo *pahoehoe*, raramente sendo do tipo *a'a* (Walker, 1971).

O fluxo de lava simples representa uma única unidade de resfriamento, resultado do alto volume e de uma alta taxa de efusão de lava (Licht & Arioli, 2020). A estrutura interna de referência é a do tipo *pahoehoe* tabular e é dividida em base, núcleo e topo. Os maiores derrames de lava da Terra são de fluxos de lava *pahoehoe* tabular, com múltiplos *sheets* (forma que remete a lençóis), em que os grandes fluxos foram formados pela inflação desses derrames (Self *et al.*, 1996; 1998; Licht & Arioli, 2020).

O desenvolvimento da morfologia de fluxo depende da taxa média de efusão, topografia local e da duração da erupção (Pinkerton, 1987). Um fluxo simples é formado quando o fornecimento de lava do fluxo cessa e ele atinge um comprimento limitado pelo seu resfriamento (Applegarth *et al.*, 2010). Se o fornecimento de lava mantiver um fluxo único, pode ocorrer a inflação desse derrame e rupturas podem desenvolver-se em torno de suas margens, o que resulta no alargamento e espessamento do fluxo (Applegarth *et al.*, 2010).

De acordo com Rosenqvist *et al.*, (2024) e como mencionado acima, a arquitetura interna da lava pode ser dividida em: 1) uma crosta superior e inferior, que pode ser brechada/*rubbly* e/ou vesicular; 2) um núcleo maciço e homogêneo e 3) zonas de transição entre o topo do fluxo e o núcleo. Se o topo do fluxo de lava é vesicular, os lóbulos podem ser classificados como *pahoehoe*. Por outro lado, se o topo for brechado, o fluxo de lava pode ser *a'a* ou de transição entre *pahoehoe* e *a'a* (Macdonalds, 1953). Essas lavas de transição são classificadas de acordo com sua associação de litofácies em *hummocky pahoehoe*, *sheet pahoehoe*, *slabby pahoehoe* e *rubbly pahoehoe* (figura 10).

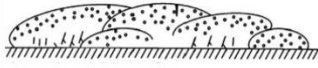
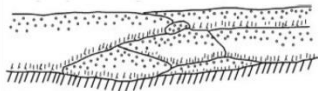
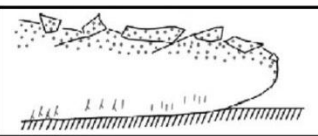
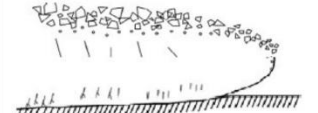
Tipo de lava	Definição	Ilustração	Significado
<i>Hummocky pahoehoe</i>	Uma variedade de lava <i>pahoehoe</i> composta por "dedos" de lava e pequenos lóbulos. A superfície deste tipo de lava é lisa, semelhante a um pão e irregular		Esse tipo de fluxo composto se forma devido à baixa taxa de efusão da lava ou devido à paleotopografia ondulante
<i>Sheet pahoehoe</i>	Uma variedade de lava <i>pahoehoe</i> que consiste em grandes lóbulos tabulares e espessas camadas de unidades de lava. As unidades são empilhadas umas sobre as outras para formar uma geometria plana e tabular		A inflação e a coalescência dos lóbulos de lava dão origem a lóbulos de "folhas" (<i>sheets</i>) de topo plano, com estrutura interna típica de três camadas (crosta - núcleo - zona de <i>pipes</i> na base)
<i>Slabby pahoehoe</i>	O <i>slabby pahoehoe</i> contém uma série de placas muito próximas, com alguns metros de largura e alguns centímetros de espessura, quebradas e inclinadas pelo movimento de massa ou escoamento da lava subjacente		Ela é considerada um tipo de lava gradacional entre <i>pahoehoe</i> e <i>a'a</i> , e apresenta características predominantes de <i>pahoehoe</i> , mas com uma crosta fragmentada
<i>Rubbly pahoehoe</i>	Os fluxos de lava com bases preservadas e topos superiores brechados constituem um tipo morfológico que difere em caráter dos típicos <i>pahoehoe</i> e <i>a'a</i>		Tipo de lava de transição entre <i>pahoehoe</i> e <i>a'a</i> depositada com uma taxa de efusão de lava ligeiramente maior do que a <i>pahoehoe</i>

Figura 10. Definição e morfologia das lavas. Traduzido e modificado de Duraiswami *et al.* (2014).

2.3.1 Lavas *pahoehoe*

Na lava *pahoehoe* o topo do fluxo fica incrustado e o avanço da lava acontece de forma interna, através de tubos de lava resultantes (Macdonalds, 1953). Há dois modos principais de avanço dos fluxos *pahoehoe*. O primeiro é quando a lava possui alta mobilidade e tamanho relativamente pequeno. Nele, a frente de lava avança como uma unidade, em movimento de rolamento, em que a parte superior do líquido avança mais rapidamente que a inferior. A frente do fluxo de lava é assim rolada para baixo e enterrada pela lava que sucede (Macdonalds, 1953). O outro modo de avanço é mais comum, é observado em um fluxo baixo a moderado. Nesse caso, cada tubo grande se divide em muitos menores, em que cada um alimenta um lóbulo de lava na frente de um fluxo em movimento (figura 11; Macdonalds, 1953). As frentes de lava ativas produzem fluxos tubulares finos, com 10 a 15 centímetros de espessura, empilhados em uma sequência composta e anastomosada de várias camadas com até 3 metros de espessura (Nichols, 1936; Licht & Arioli, 2020).

De acordo com Macdonalds (1953), a lava *pahoehoe* pode ser definida como um tipo de lava, que, na forma solidificada, é caracterizada por uma superfície lisa, ondulada ou rugosa. Segundo o mesmo autor, as duas características internas dessa lava são a presença de tubos de lava, abertos ou preenchidos, e vesículas com formas suaves e esferoidais.

A lava *pahoehoe* pode ser distinguida em dois tipos: tipo P (de “*pipe*”, com vesículas do tipo *pipe*, figuras 12 e 13) e tipo S (de “*spongy*”, com textura esponjosa; figura 14) que se distinguem na concentração de vesículas nas suas margens resfriadas (Wilmoth & Walker, 1993). As lavas do tipo P têm menos vesículas, são menos porosas, com vesículas de tamanhos maiores e do tipo *pipe*, próximas à base do fluxo e ainda têm um interior denso (Wilmoth & Walker, 1993; Licht & Arioli, 2020). Essas lavas podem ser encontradas comumente em fluxos *pahoehoe* em terrenos mais planos (< 4°; Wilmoth & Walker, 1993).

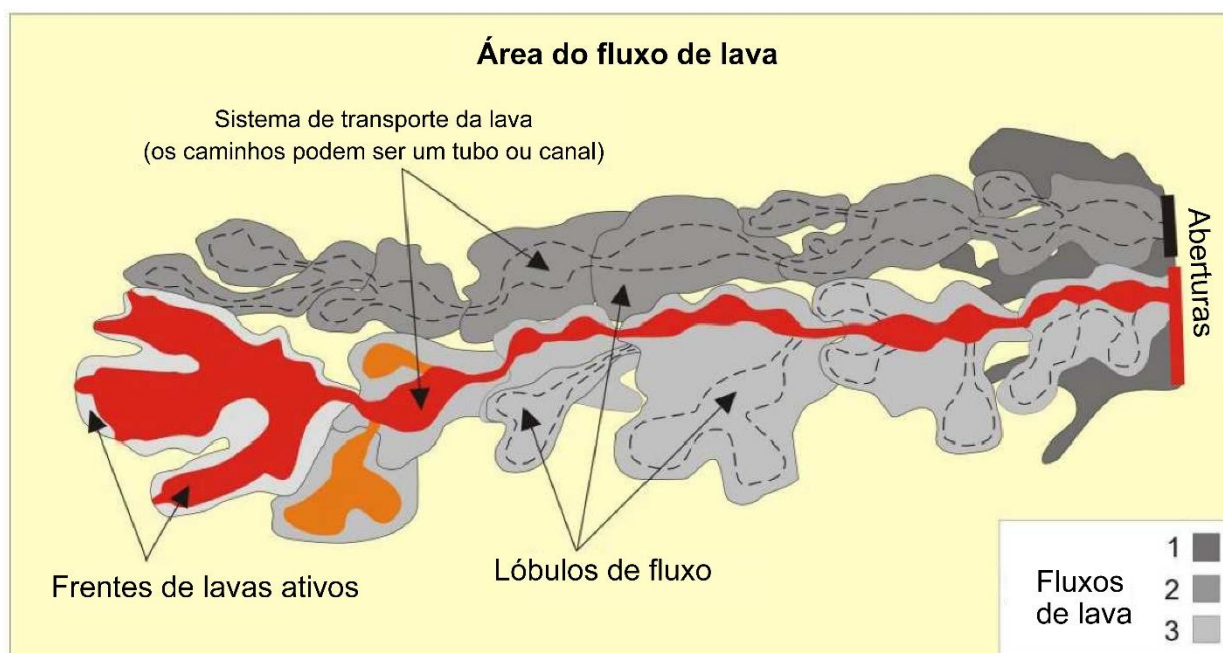


Figura 11. Principais componentes de um campo de fluxo de lava. Um campo de fluxo representa a lava produzida em uma única erupção. Normalmente, consiste em dois ou mais fluxos de lava (indicados por diferentes tons de cinza), que, por sua vez, compreendem muitos lóbulos de fluxo. O sistema de transporte consiste em caminhos abertos ou selados, pelos quais a lava é transportada das aberturas de origem para as frentes de lava ativas, onde ocorre o crescimento efetivo. Traduzido de Licht & Arioli (2020).

Segundo Licht & Arioli (2020), a quantidade e a dimensão dos *pipes* dependem do volume dos gases e/ou do vapor da água, sendo a composição dos voláteis ascendentes os controladores do preenchimento das vesículas. Esse tipo de lava é frequente no Grupo Serra Geral, especialmente onde essas se deslocaram sobre depósitos vulcanoclásticos máficos. Devido a ainda estarem quentes e ricas em voláteis, durante o processo de resfriamento e desgaseificação, o vapor d’água e os gases tentam escapar, mas são parcialmente bloqueados pelos lóbulos de lava e pelo fluxo que os sobrepõe uns aos outros. Portanto, apenas na base do fluxo os *pipes* são formados.

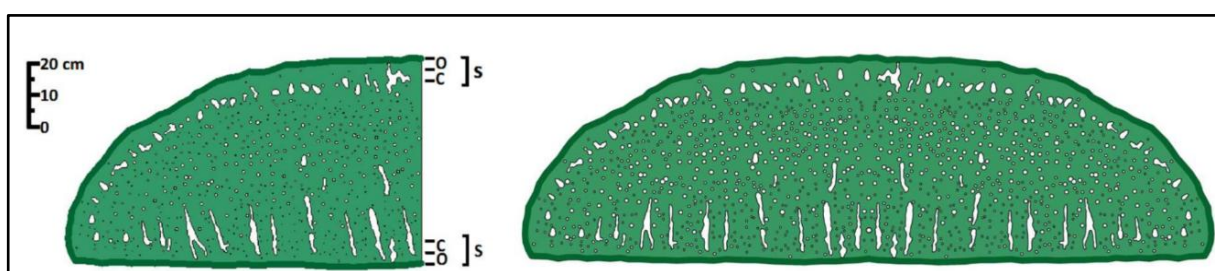


Figura 12. Seções idealizadas de um lóbulo fino do tipo P: (esquerda) seção longitudinal mostrando a orelha (S), a borda externa (O) e a borda interna (C), bem como os *pipes* inclinados em direção à frente ativa do lóbulo, e

(direita) uma seção transversal esquemática. Observe a crosta vesicular inferior de 15 a 20 cm de espessura com vesículas de *pipes* crescendo. Os *pipes* podem ser subverticais ou inclinados em relação à frente ativa. Retirado de Licht & Arioli (2020).

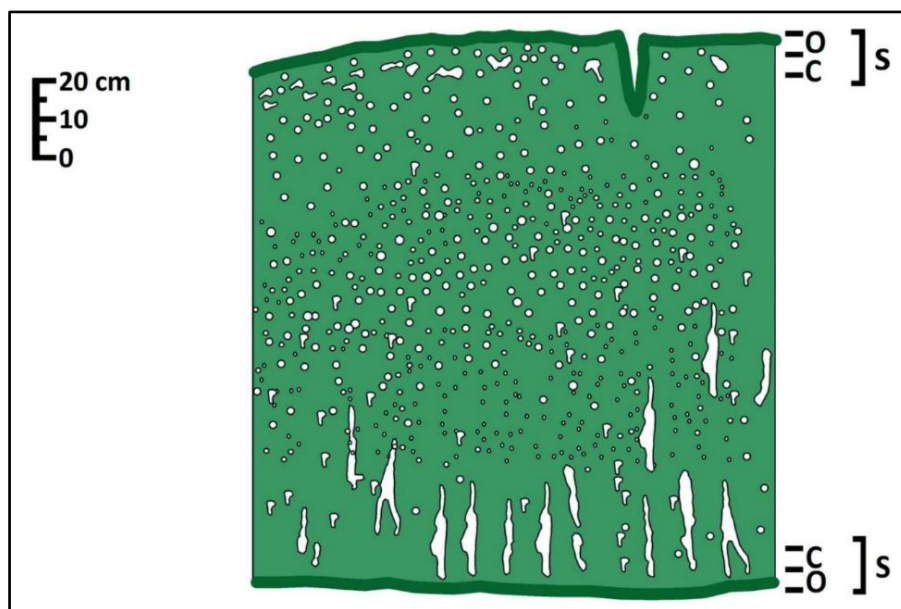


Figura 13. Seção de um lóbulo espesso do tipo P de lavas havaianas mostrando a ourela (S), a borda externa (O) e a borda interna (C); na superfície superior uma fenda de inflação. Observe a crosta vesicular inferior de 15 a 20 cm de espessura com vesículas de *pipes* crescendo para dentro. Os *pipes* podem ser subverticais ou inclinados para a frente ativa. Retirado Licht & Arioli (2020).

As lavas do tipo P e do tipo S se distinguem mesmo quando estão fluidas, pois lascas da camada superficial da lava tipo S se desprendem, ascendendo 50 cm ao ar e caem suavemente (Wilmoth & Walker, 1993). Isso não ocorre com as lavas do tipo P. Os lóbulos do tipo S foram denominados por Walker (1989) para caracterizar um interior esponjoso, devido à abundância (> 40% do volume da rocha) de vesículas esféricas (< 4 mm de diâmetro; figura 14). Os lóbulos têm uma estrutura interna característica, descrita de baixo para cima (Licht & Arioli, 2020): 1) uma ourela ou uma crosta densa vítrea, com até 6 cm de espessura, de coloração preta quando fresca, e avermelhada, quando oxidada; 2) uma área de 3 a 5 cm de espessura com vesículas esféricas abundantes; 3) uma área vesiculada de 5 a 20 cm de espessura; 4) uma área com vesículas a escórias de 3 a 5 cm de espessura; 5) uma ourela ou uma crosta densa vítrea, preta quando fresca e avermelhada quando oxidado, com 1 a 2 cm de espessura.

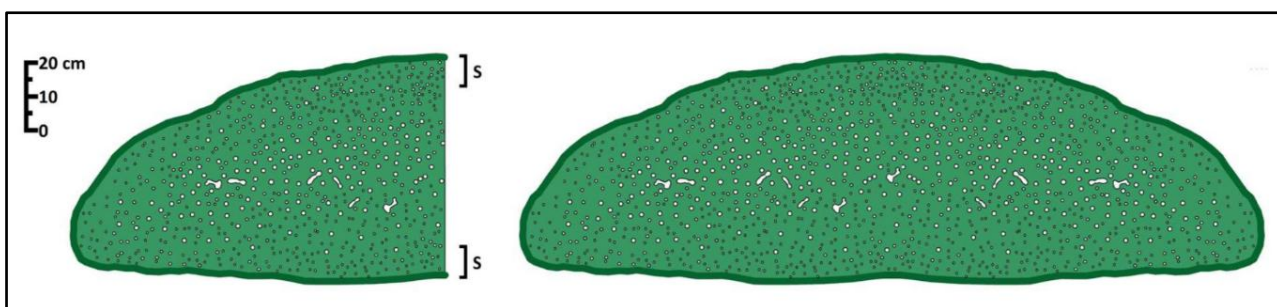


Figura 14. Seções esquemáticas de um lóbulo do tipo S: (esquerda) uma seção longitudinal e (direita) uma seção transversal. A estrutura interna é composta por um núcleo altamente vesiculada (esponjoso “spongy”) contendo

vesículas maiores distribuídas uniformemente, cercado por uma borda com vesículas menores. A ourela (S) é densa, vítrea e tem cerca de 2 cm de espessura. Retirado de Licht & Arioli, 2020.

A inflação (crescimento endógeno) é a elevação da crosta superior de um fluxo de lava à medida que lava fresca é injetada no núcleo ainda fundido do fluxo e é mais proeminente em fluxos *pahoehoe* alimentados por tubos (Figura 15; Self *et al.*, 1996).

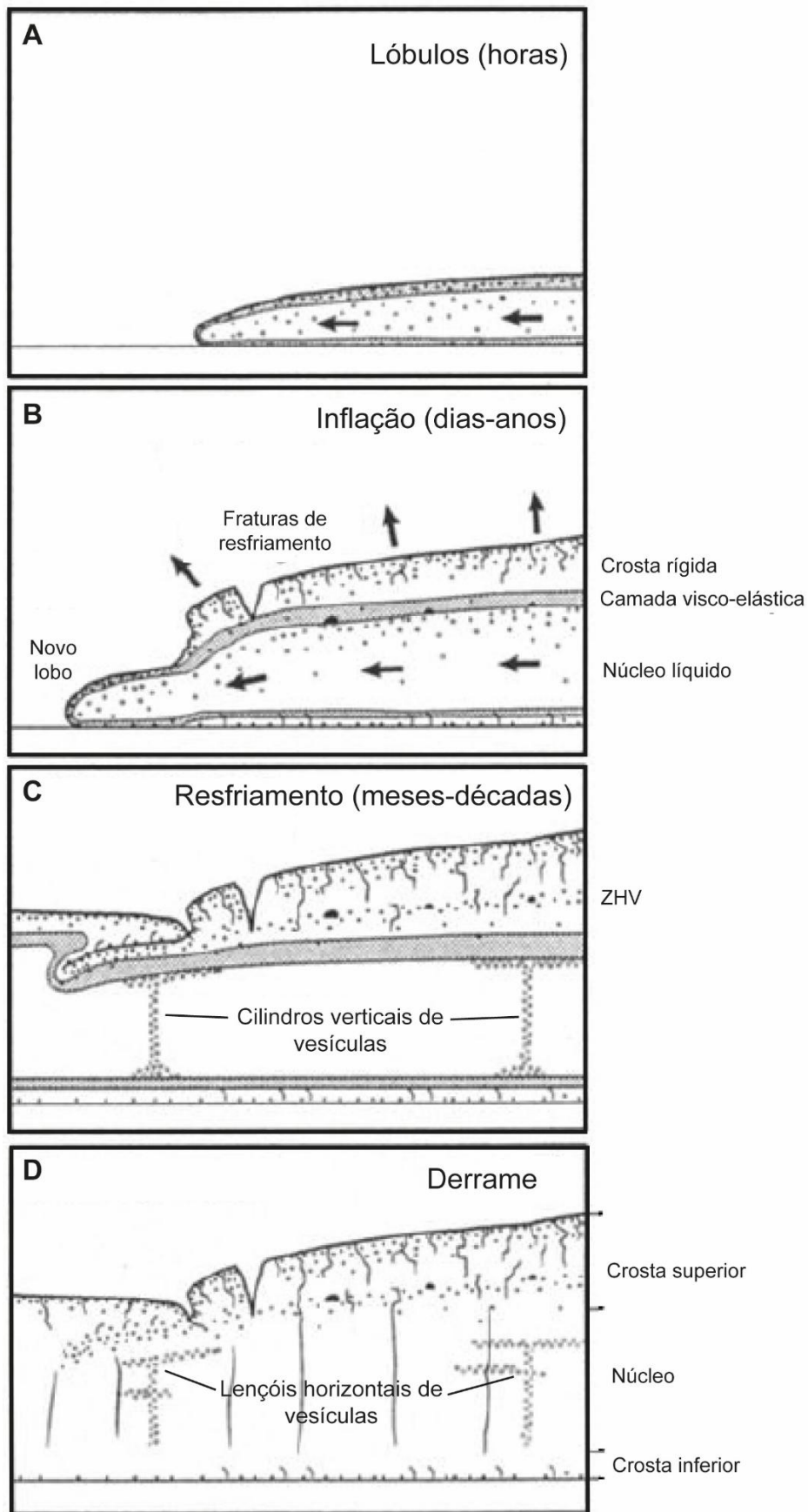


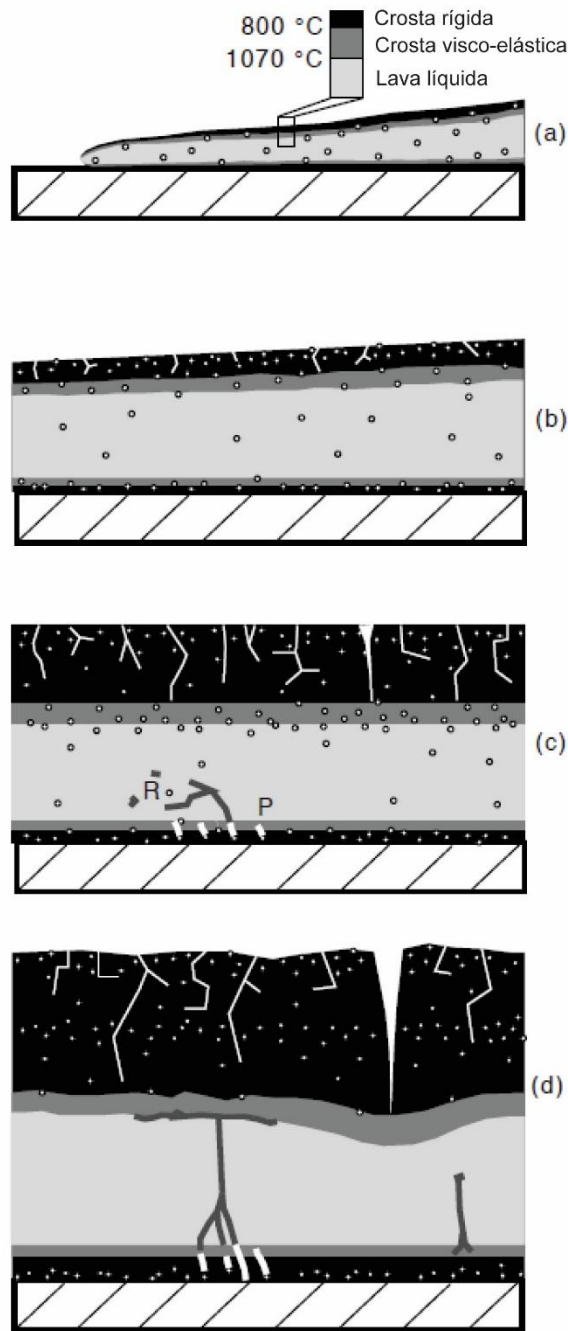
Figura 15. Seção transversal esquemática da localização de um fluxo do tipo *pahoehoe* em inflação. (A) O fluxo chega como um pequeno lóbulo de lava fundida, de movimento lento, contido dentro de uma camada viscoelástica, com uma crosta frágil na superfície. As bolhas ficam inicialmente retidas tanto na crosta superior como na inferior.

(B) A injeção contínua de lava no lóbulo resulta em inflação (elevação da crosta superior) e novas rupturas. Durante a inflação, as bolhas que sobem do núcleo fluido ficam retidas na lava viscoelástica na base da crosta superior, formando zonas horizontais vesiculares (ZHV). O crescimento da crosta inferior, na qual se desenvolvem vesículas em *pipe*, é muito menor. O arrefecimento relativamente rápido e o movimento durante a inflação resultam em juntas irregulares na crosta superior. (C) Após a estagnação, o resíduo vesicular forma cilindros verticais (CVs) e camadas horizontais dentro do núcleo de lava em solidificação. O arrefecimento lento do núcleo líquido estacionário forma juntas mais regulares. (D) A história da colocação do fluxo é preservada na distribuição das vesículas em formas de lençóis horizontais de vesículas (LHVs) e no padrão de juntas da lava congelada. Retirado e traduzido de Self *et al.* (1996).

O processo de inflação de um lóbulo é contínuo e pode durar de dias a anos, sendo estruturado em fases, conforme descrito por Self *et al.*, 1998 (Figura 16). Durante esse estágio, o lóbulo é alimentado continuamente por um fluxo de lava fresca repleta de bolhas (Figura 16b, c), em que as remanescentes tendem a subir para a superfície em um intervalo de dias ou semanas, resultando em um núcleo denso. Esse processo de vesiculação pode conferir fluvariabilidade levando-o a ascender sob a forma de diápiros. Quando esses diápiros em ascensão atingem a base da crosta superior, eles se espalham para formar lençóis sub-horizontais de vesículas (LHV; figura 16d). Essas camadas possuem espessura entre 1 e 5 cm, exibem limites nítidos e apresentam irregularidades de cerca de 10 cm, refletindo a topografia irregular da base da crosta superior. Embora as bolhas nessas camadas tenham tamanho relativamente uniforme, podem ocasionalmente se fundir para formar pequenos diápiros que se elevam na base da crosta superior, sendo preservados como vesículas decimétricas em formato de campânula ou meia-lua (Thordarson, 1995; Self *et al.*, 1997; Self *et al.*, 1998).

Os lençóis de vesículas (LVs) possuem distinções em relação às zonas horizontais vesiculares (ZHVs) comumente encontradas na crosta superior (Figuras 16 e 17). Ao contrário das LVs, as ZHVs apresentam espessuras maiores, variando de dezenas de centímetros a vários metros, e possuem contatos graduais onde o tamanho das vesículas aumenta frequentemente para baixo, e posteriormente voltam a ser pequenas na base (Thordarson, 1995; Self *et al.*, 1997). A gênese dessas estruturas também difere: as ZHVs resultam de flutuações de pressão ou de fluxo durante a fase de inflação, enquanto as LVs se desenvolvem apenas após o fluxo estagnar e a inflação cessar. A profundidade compreendida entre a ZHV mais baixa e a LV mais alta marca a base da crosta superior no momento do término da inflação (Figura 17; Thordarson, 1995; Self *et al.*, 1997). Adicionalmente, em fluxos que possuem crostas superiores espessas, observa-se a formação de cilindros vesiculares (CVs) próximos à sua base. Semelhantes às camadas vesiculares horizontais, os cilindros vesiculares são originados pela ascensão diapírica de fluidos de baixa densidade e sua preservação ocorre apenas após a estagnação do fluxo (Figura 17). Por esse motivo, Self *et al.* (1998) defendem que os cilindros vesiculares situados em níveis mais baixos do fluxo de lava registram o limite superior da crosta inferior quando o processo de inflação foi cessado.

Seções transversais



Visualização no mapa

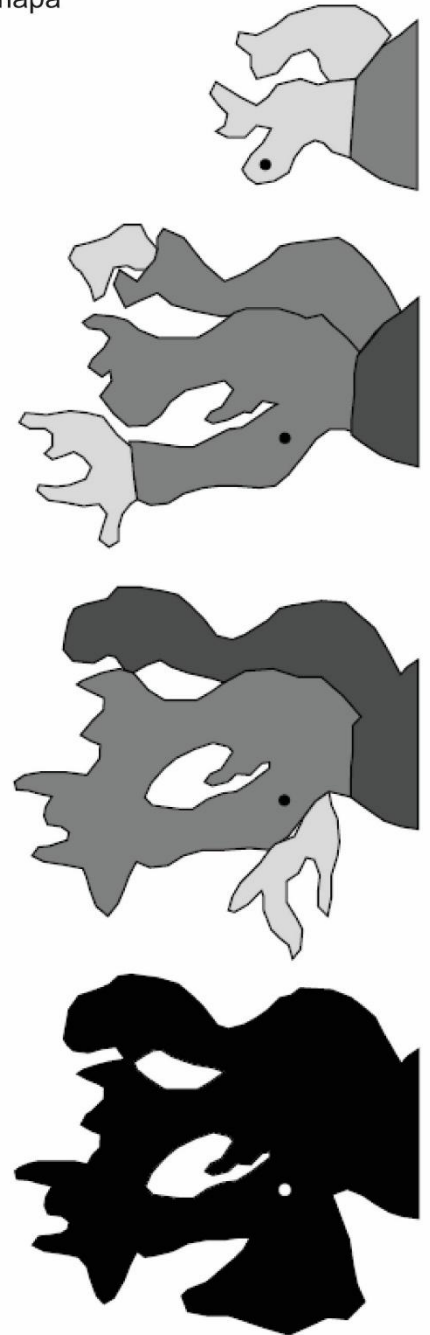


Figura 16: Ilustração do desenvolvimento de um fluxo *sheet pahoehoe* inflado. À esquerda encontram-se seções transversais num local fixo e, à direita, vistas cartográficas simultâneas do desenvolvimento do campo de fluxo. A localização do mapa da seção transversal é indicada pelo ponto. Este esquema aplica-se igualmente a lóbulos de fluxo em *sheet pahoehoe* inflada com espessuras que variam entre 1 e 100 m e dimensões laterais entre <100 m e >10 km. A formação de um lóbulo de fluxo *sheet pahoehoe* pode demorar entre dias e anos. Nas seções transversais, o sombreado escurece com o arrefecimento e, na vista do mapa, escurece com a idade. (a) Um novo lóbulo avança da direita para a esquerda. A lava incandescente fica exposta apenas na ponta do fluxo. (b) O lóbulo espessa por inflação à medida que se estende. Bolhas de gás da lava em movimento ficam presas na crosta, formando vesículas. A crosta inferior cresce muito mais lentamente do que a crosta superior. (c) A inflação continua. A despressurização resultante da formação de uma nova ruptura leva a um pulso de vesiculação dentro da lava líquida (Hon *et al.*, 1994). Estas bolhas ficam retidas, formando uma zona horizontal vesicular (ZHV). O resíduo silício vesicular flutuante (R) que sobe da frente de cristalização inferior é disperso e misturado na lava

em fluxo. As vesículas em *pipe* (P) crescem na frente de cristalização inferior. Algumas fissuras na crosta superior transformam-se em grandes fendas que atingem a camada viscoelástica. (d) O fluxo estagna. As bolhas primárias remanescentes sobem até ao topo do fluxo ao longo de alguns dias até semanas. O resíduo vesicular consegue subir através da lava estagnada, formando camadas vesiculares horizontais na base da crosta superior. O arrefecimento é intensificado em torno de fendas profundas. Observe a forma complexa de um fluxo *sheet pahoehoe* composto típico. Retirado e traduzido de Self *et al.* (1998).

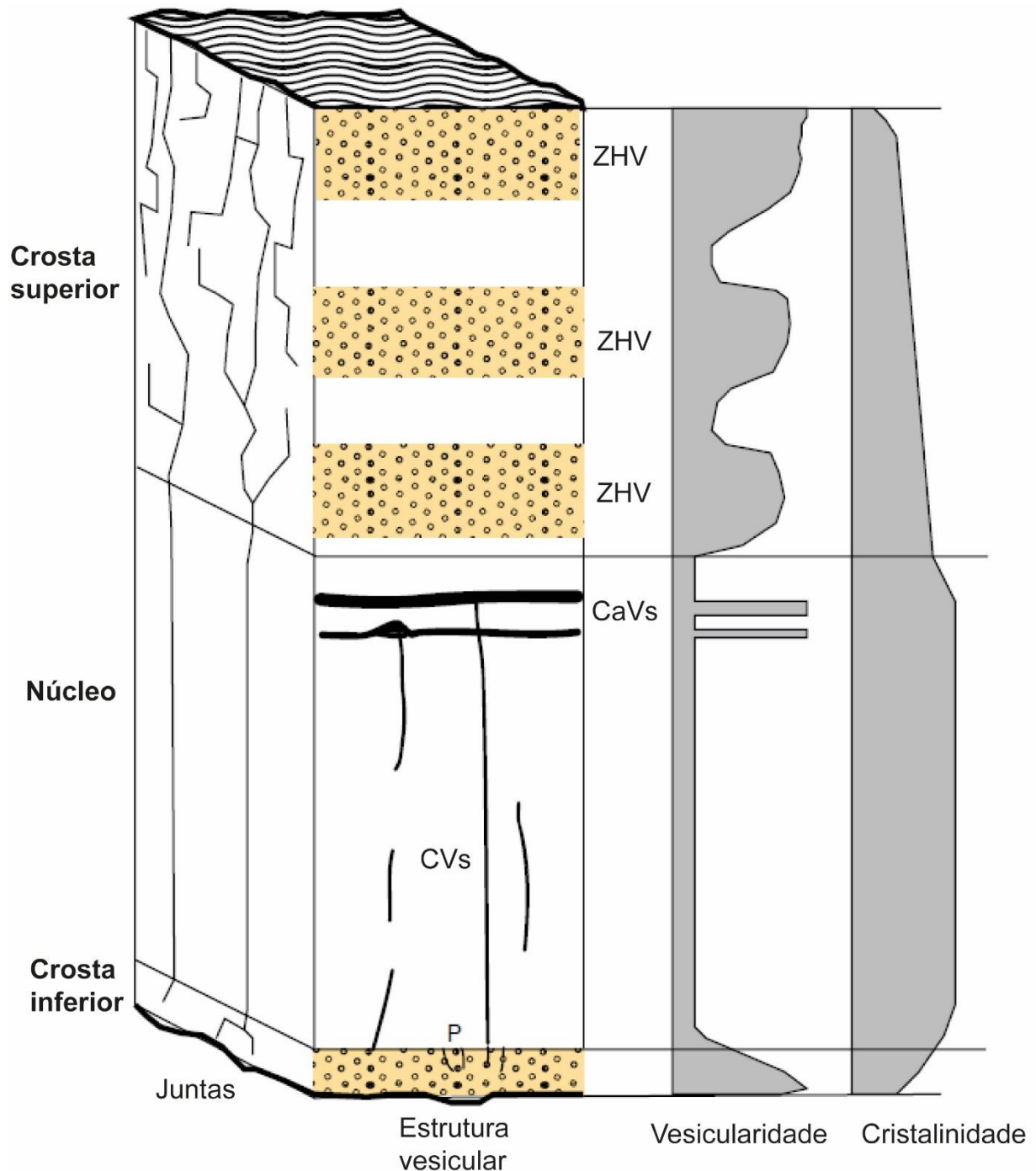


Figura 17: Desenho esquemático da secção transversal de um lóbulo de *pahoehoe* inflado. O lóbulo está dividido em três seções com base nas estruturas vesiculares, juntas e na textura cristalina. A crosta superior constitui 40–60% do lóbulo, e a crosta inferior tem espessura de 20–100 cm, independentemente da espessura total do lóbulo. Crosta superior: vesicular, frequentemente com zonas horizontais vesiculares (ZHVs) discretas que se formam durante a inflação ativa (ver Figura 16c). O tamanho das bolhas aumenta com a profundidade. Juntas prismáticas ou irregulares, por vezes equivalentes ao entablamento em fluxos de lava espessos. A textura petrográfica varia de hipohialina a hipocristalina (90–10% de vidro). Núcleo: poucas vesículas. A porosidade é dominada por vazios

diktitaxítico. As vesículas formam cilindros de vesículas (CVs) e camadas de vesículas (CaVs). Holocristalino (<10% de vidro). Crosta inferior: quase tão vesicular quanto a crosta superior, com poucas juntas e 50–90% de vidro. Modificado de Self *et al.* (1998).

2.3.2 Lavas a'a

De acordo com Macdonalds (1953), a lava a'a pode ser definida como um tipo de lava caracterizada por uma superfície áspera, irregular, espinhosa, coberta, em sua maior parte, por um material fragmentado conhecido como “clínquer” ou “brecha de fluxo” (figuras 18-20). O núcleo da lava fica contido entre duas crostas brechadas e, devido aos altos graus de cisalhamento associados aos fortes gradientes de velocidades verticais e horizontais paralelas ao fluxo, inclui estruturas de rampas e de fragmentação por cisalhamento (Harris *et al.*, 2017). O cisalhamento também resulta em alongamento das vesículas na direção do fluxo, e como a resistência ao escoamento da lava é alta, a tensão superficial das vesículas não restaura a forma esférica (Harris *et al.*, 2017; figuras 19-21). Essas tendem a se formar em duas zonas quando os fluxos de lava são mais espessos, uma adjacente ao contato da brecha superficial e outra adjacente ao contato da brecha basal. Com isso, as vesículas são cisalhadas e se deformam, alongam e achatam na direção do movimento local. Esse tipo de fluxo pode arrastar fragmentos da superfície pré-fluxo ou do seu clínquer basal para o núcleo, assim, fragmentos de clínquer, escória ou de rocha encaixante podem estar presentes no interior do fluxo maciço (Wentworth & Macdonalds, 1953; Crisp & Baloga, 1994; Harris *et al.*, 2017).



Figura 18. Derrame a'a. Retirado de <https://www.nps.gov/articles/000/lava-flow-forms.htm>



Figura 19. Vesículas em a'a na base de uma unidade de 15 m de espessura em Thônes-le-Vieux (Auvergne, França). A) zona de dez centímetros de espessura, de baixa densidade, com vesículas grandes e cisalhadas no contato entre o interior e a crosta basal da unidade a'a. Observe como a lava acima da camada vesicular é maciça e sólida. B) Ampliação da camada basal, mostrando como o alongamento das vesículas segue, localmente, a direção do contato. Retirado de Harris *et al.*, 2017.



Figura 20. Lava do tipo *pahoehoe* sobrepondo um fluxo a'a antigo. Retirado de <https://www.nps.gov/articles/000/lava-flow-forms.htm>

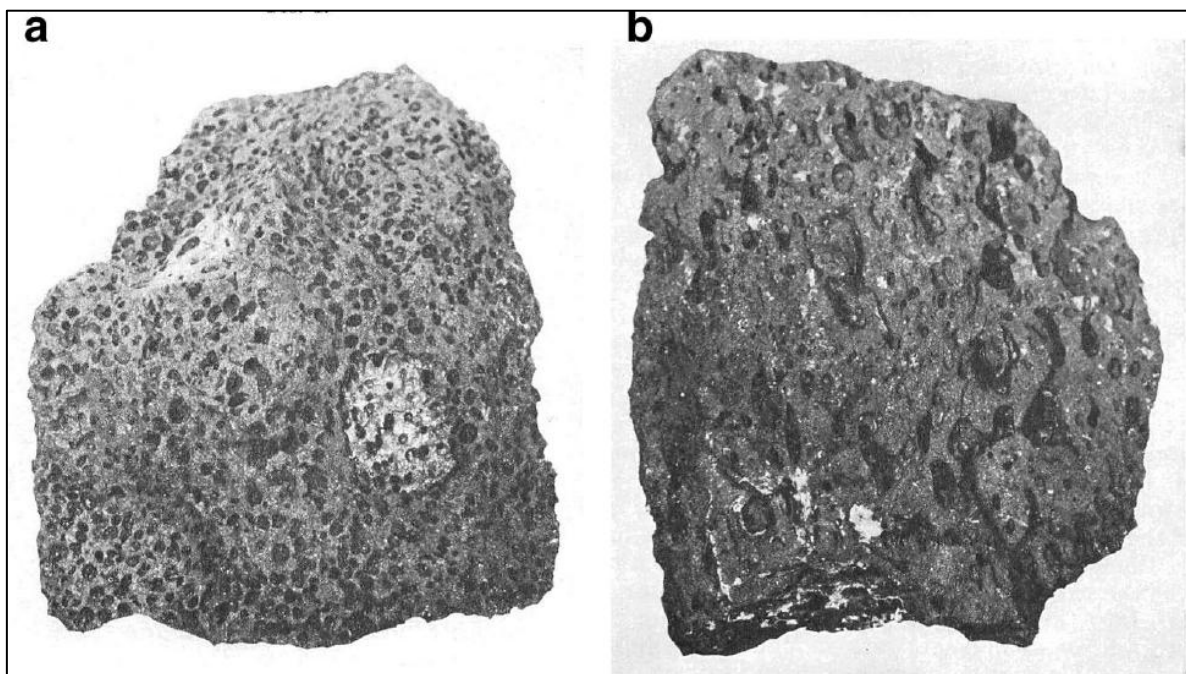


Figura 21. Observe a diferença das vesículas nas amostras de rocha de lava a) *pahoehoe* e b) a'a. Retirado de Harris *et al.*, 2017.

2.3.3 Lavas transicionais

A transição entre a'a e *pahoehoe* é controlada por dois fatores: viscosidade e taxa de deformação (Peterson & Tilling, 1980). Cada um desses fatores é controlado por uma variedade de parâmetros, como a cristalinidade, conteúdo de gás dissolvido, temperatura, conteúdo de bolhas, inclinação, taxa de erupção e composição da lava (Keszthelyi, 2002). Como a viscosidade da lava é proporcional à cristalinidade, tanto a alta viscosidade quanto a taxa de deformação são necessárias para formar lava a'a (Peterson & Tilling 1980; Keszthelyi, 2002). No fluxo ativo da lava *pahoehoe* a superfície é um fluido plástico, capaz de se esticar, e os lóbulos avançam como um balão plástico cheio de água (Keszthelyi & Denlinger, 1996). Quando a lava se tornar mais viscosa (devido à cristalização) ou se for submetida a uma taxa de deformação maior (ao avançar sobre um relevo mais íngreme), esta não será mais capaz de se esticar de forma dúctil e ela é rasgada (Keszthelyi, 2002). Pedacos de lava arrancados do fluxo principal são tombados em formas irregulares e angulosas, com características de um clínquer. A superfície brechada se move do topo do fluxo, é despejada na frente do mesmo e o fluxo avança novamente sobre essa brecha, parecido com o avanço das esteiras de uma escavadeira (McDonalds, 1953; Keszthelyi, 2002). Em relação às lavas de transição, somente a lava *rubbly pahoehoe* será abordada nesse trabalho.

O termo *rubbly pahoehoe* foi sugerido para um tipo de lava que tem um topo do fluxo composto de pedaços quebrados de lóbulos menores de *pahoehoe* em vez de clínquer anguloso da lava a'a (Keszthelyi, 2000; Keszthelyi & Thordarson, 2000). Na seção transversal, essa lava tem uma estrutura dividida em quatro partes, do topo para a base: um topo brechado, uma crosta

superior vesiculada, um núcleo denso e uma crosta inferior também vesiculada (Figura 22; Keszthelyi, 2002). O topo brechado da *rubbly* se forma ao longo de um período de tempo prolongado, devido a clastos mais jovens serem encontrados englobando outros mais antigos e resfriados (Keszthelyi, 2002). Como derivam de uma única lava, os fragmentos que compõem a superfície brechada terão a composição idêntica à da lava (Licht & Arioli, 2020). Essa superfície chega a ter uma porcentagem inferior a 30%, mas localmente pode chegar a 50% da lava (Martin *et al.*, 2005; Licht & Arioli, 2020). Os espaços vazios entre os fragmentos da brecha podem ser preenchidos por uma matriz sedimentar ou extrusões da lava fluida que são do interior do fluxo (Licht & Arioli, 2020).

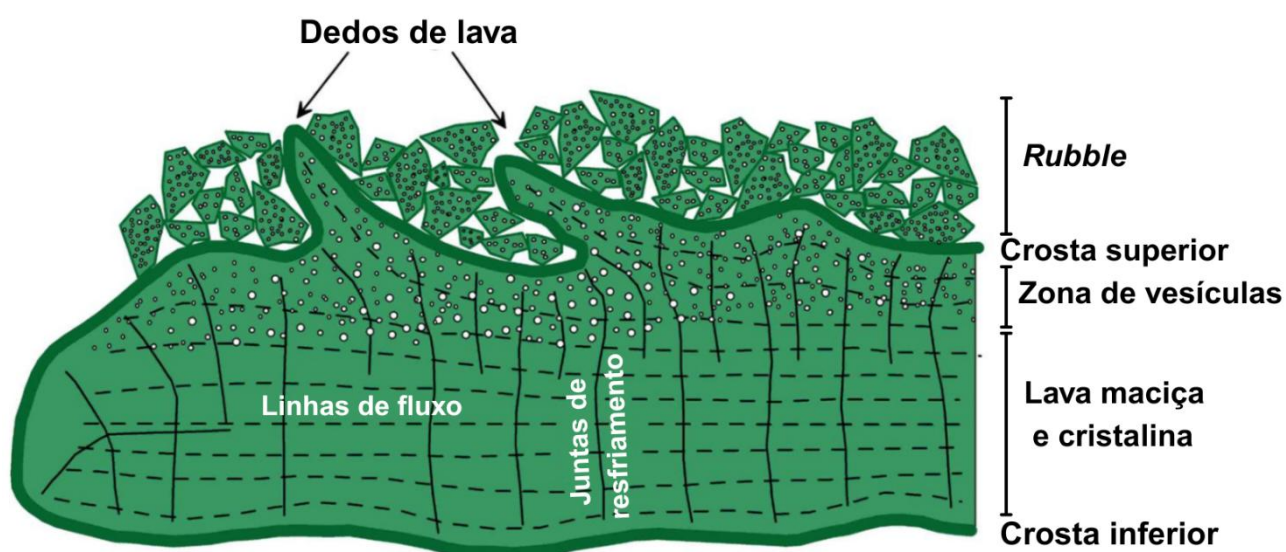


Figura 22. Seção longitudinal esquemática de uma lava com morfologia de *rubbly pahoehoe*. A porção superior é composta por uma brecha feita de fragmentos angulares, muitos dos quais mantêm o aspecto rochoso, característico do topo de uma lava de *pahoehoe*. Retirado de Licht & Arioli (2020).

2.4 Interação lava-sedimento

A interação lava-sedimento é comum em ambientes onde a sedimentação é contemporânea ao vulcanismo. O sedimento úmido não consolidado interage especialmente em ambientes subaquosos onde grandes volumes de magma são colocados com intrusões sinvulcânicas (Doyle, 2000). Um dos produtos da interação lava-sedimento é a rocha denominada peperito. De acordo com White *et al.* (2000), o termo peperito é um termo genético aplicado a uma rocha formada essencialmente *in situ* pela desintegração de magma que se intrude e se mistura (*mingling*) com sedimentos não consolidados ou mal consolidados, tipicamente úmidos. A mistura acompanha a fragmentação e ocorre como resultado do movimento do magma e/ou dos sedimentos, induzido principalmente pela transferência de calor (White *et al.*, 2000). Essas rochas são importantes, pois fornecem informações sobre: (1) reconstrução paleoambiental e cronologia relativa, pois sua presença demonstra a contemporaneidade aproximada do magmatismo e da sedimentação; (2) o fluxo em relação ao comportamento de colocação do magma; e (3) os processos dinâmicos ativos quando sedimentos e magma se misturam (Karroum *et al.*, 2011).

Os processos de formação dos clastos que acompanham a interação entre magma, água e sedimento úmido podem envolver resfriamento rápido, autobrechação, explosões de vapor ou combinações desses processos (McPhie *et al.*, 1993). A vesicularidade dos clastos no peperito é altamente variável. Dependendo da pressão confinante, o conteúdo volátil do magma parental antes e durante a mistura pode ser um fator importante na determinação da textura do peperito. O desenvolvimento dessas rochas altamente vesiculares é favorecido por intrusões localizadas sob uma fina camada de sedimentos úmidos e/ou em ambientes de águas relativamente rasas, nos quais a pressão confinante é suficientemente baixa para permitir uma vesiculação significativa do magma (Skilling *et al.*, 2002).

A contemporaneidade do vulcanismo e da deposição sedimentar no registro estratigráfico pode ser descrita como episódios cíclicos. Uma diminuição ou quietude no vulcanismo associada a um aumento no fornecimento de sedimentos estabiliza uma brecha vulcânica superior coberta por sedimentos. Em sequência, um aumento da efusão de lava que se espalha sobre as camadas sedimentares e se mistura com elas pode gerar peperitos que podem sobrepor-se à brecha superior do fluxo de detritos e formar uma complexa zona brechada. O contato entre elas é gradacional e o peperito pode apresentar clastos do topo brechado do derrame inferior. Em contraste, a cobertura de pacote de sedimentos com fluxo de lava gera clastos de basalto vesicular com diversos tamanhos, formas, texturas e estruturas.

Os magmas envolvidos na formação do peperito variam de basálticos a riolíticos em composição e de tipos texturais afaníticos a fortemente porfiríticos (McPhie *et al.*, 1993). Os sedimentos envolvidos também são texturalmente diversos, variando amplamente em tamanho de grão e composição (McPhie *et al.*, 1993). No caso da PMP, as lavas recobriram sedimentos que compõem a Formação Botucatu, formada por arenitos típicos de um ambiente com transporte eólico e o clima árido durante o início do vulcanismo PMP (Scherer *et al.*, 2000, 2023). No entanto, trabalhos recentes caracterizaram uma transição para condições climáticas úmidas, como um ambiente fluvial, nos sedimentos pertencentes à porção superior do Grupo Serra Geral. Essa mudança climática é apontada pela maturidade dos sedimentos, pela presença de lavas almofadas e fósseis (Cruz *et al.*, 2023; Del Mouro *et al.*, 2023; Valore *et al.*, 2023). Por exemplo, na Formação Pitanga, existem lavas almofadadas, peperitos e topo brechado de *pahoehoe* com uma matriz argilo-arenosa, que indicam uma transição mais generalizada de condições paleoclimáticas áridas para úmidas do que o descrito na Bacia do Paraná setentrional (Fernandes *et al.*, 2010, 2018; Famelli *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Del Mouro *et al.*, 2023; Valore *et al.*, 2023). O peperito normalmente não é estratificado ou laminado, mas os clastos e/ou grãos da matriz no sedimento hospedeiro podem apresentar uma orientação preferencial ou laminação, que não está presente ou difere da do sedimento hospedeiro adjacente (Skilling *et al.*, 2002).

Os peperitos podem estar associados à alteração hidrotermal e/ou à mineralização, visto que são subprodutos, como mencionado, da intrusão em sedimentos úmidos (Skilling *et al.*, 2002). A transferência de calor dessas intrusões pode afetar a temperatura, pressão e a densidade dos fluidos nos poros, iniciando ou modificando a circulação do fluido por longos períodos, o que pode gerar sistemas hidrotermais (McPhie & Orth, 1999; Skilling *et al.*, 2002). O conteúdo de água nos sedimentos promove uma intensa expansão volumétrica no momento do contato com a lava. Este contato com a lava é confinado pela coluna de fluxo e, durante a expansão volumétrica, fragmenta-se e mistura-se com os sedimentos, que perdem coesão e se comportam como um fluido adjacente ao local da expansão volumétrica. Existe ainda a possibilidade de uma contribuição direta de fluidos magmáticos para o reservatório de água nos poros, com consequências significativas para sua química e potencial de mineralização (Delaney, 1982; Skilling *et al.*, 2002).

Os peperitos são influenciados pelas propriedades específicas do magma e do sedimento, como a composição, seleção, coesão, porosidade e permeabilidade do sedimento

hospedeiro e da reologia do magma (Goto & McPhie, 1996; Karroum *et al.*, 2011). Dois tipos de peperitos são distinguidos: 1) fluidal (globular), que são corpos irregulares a globulares (de rocha ígnea cercada por sedimento ou vice-versa), e 2) bloqueado, que são corpos angulares, centimétricos a decimétricos, resultantes da ruptura do magma e do sedimento por resfriamento, explosividade de vapor ou outros processos (Karroum *et al.*, 2011; Figura 23). Os peperitos são ainda distinguidos em compactos ou dispersos, de acordo com as proporções relativas de clastos juvenis e sedimentos hospedeiros (Hanson & Wilson, 1993; Karroum *et al.*, 2011; Figura 24). Os peperitos compactos são geralmente paralelos aos contatos dos corpos ígneos, enquanto os peperitos dispersos estão distantes e geralmente têm formatos irregulares (Doyle, 2000; Karroum *et al.*, 2011).

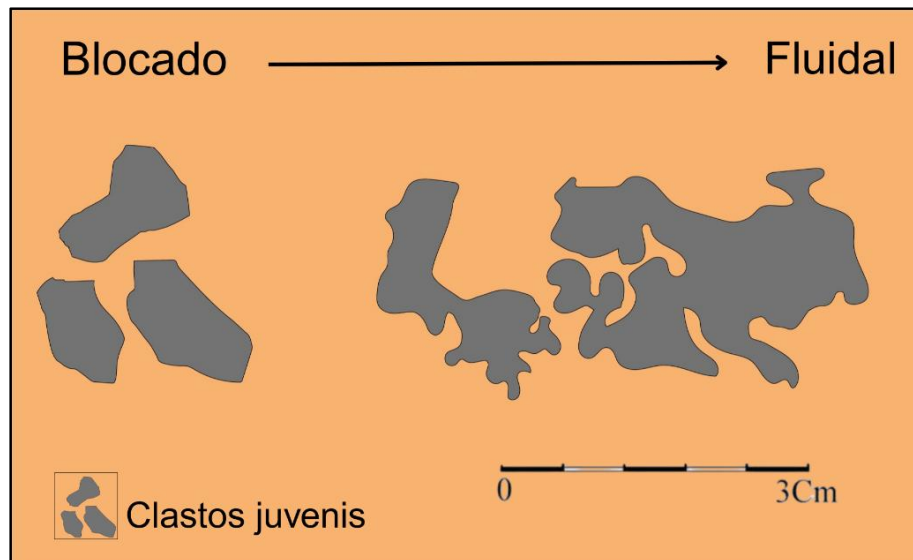


Figura 23. Tipos de peperitos: bloqueado e fluidal. Modificado de Karroum *et al.*, 2011

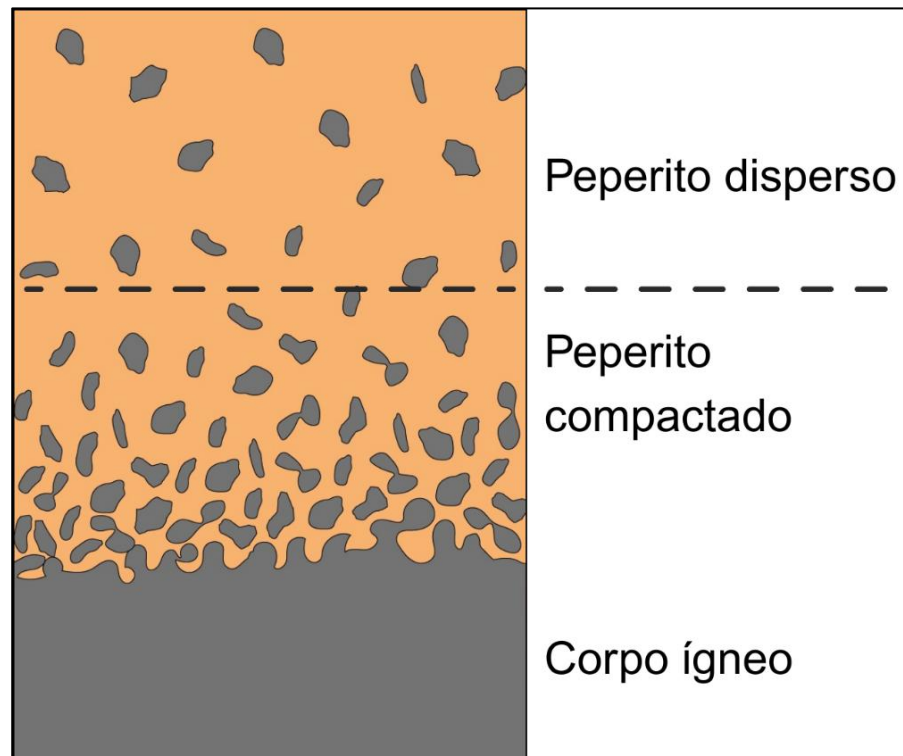


Figura 24. Relação dos peperitos com a distância do corpo ígneo. Modificado de Karroum *et al.*, 2011.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Materiais

Os materiais que foram utilizados neste projeto são trabalhos acadêmicos, mapas e amostras de rochas coletadas na etapa de levantamento geológico.

Os principais mapas a serem utilizados são o Mapa Geológico da Bacia do Paraná, na escala 1:1 000 000, do Serviço Geológico do Brasil (Horn *et al.*, 2022), mapas geológicos em várias escalas do estado do Paraná e as cartas topográficas, na escala 1:50 000 ou maior da área selecionada para estudo. Os trabalhos acadêmicos consultados são artigos científicos, livros, resumos publicados em eventos técnico-científicos, teses de doutorado, dissertações de mestrado e monografias de graduação que tratam da mesma temática deste trabalho.

3.2. Métodos

As etapas metodológicas dessa pesquisa consistem em: 1) revisão temática; 2) análises pré-campo; 3) trabalho de campo; 4) preparação das amostras; 5) petrografia (macroscopia); 6) laminação e pulverização; 7) petrografia (microscopia); 8) litogeoquímica e 9) síntese e interpretação dos dados.

As etapas metodológicas são detalhadas a seguir:

1. Revisão temática: essa etapa consistiu em adquirir conhecimentos prévios, relacionados ao tema de estudo, utilizando os materiais bibliográficos descritos no item anterior. Dados sobre as grandes províncias ígneas, a Província Ígnea do Paraná, estilos eruptivos, vulcanologia física e ambientes de erupção foram levantados nesta etapa. Todo o material consultado está sendo armazenado na Plataforma LabMEG (www.labmeg.com).
2. Análises pré-campo: esta etapa envolveu a seleção da área de estudo e preparação da logística para o trabalho de campo. A área selecionada foi próxima à cidade de Pitanga e ao distrito de Barra Bonita no estado do Paraná, onde afloram rochas da formação Paranapanema do Grupo Serra Geral. A preparação da logística incluiu os seguintes itens: a) elaboração de banco de dados das pedreiras ativas no estado do Paraná a partir da consulta ao *site* da Agência Nacional de Mineração; b) contato prévio com as administrações das pedreiras para autorização de visita no período previsto para o trabalho de campo; c) elaboração de mapas de localização e da geologia local utilizando-se o *software* QGis.
3. Trabalho de campo: as atividades de campo foram realizadas durante os dias 17 a 27 de junho de 2024 e consistiram em visitar pedreiras ativas e inativas e cortes de estrada para mapeamento geológico, com ênfase em: a) descrição de litofácies; b) levantamento de seções estratigráficas; c) levantamento de perfis geológicos; d) obtenção de amostras das litologias expostas.
4. Preparação das amostras: esse estágio compreendeu a organização do acervo de amostras, lavagem e secagem das amostras coletadas. Posteriormente, estas foram catalogadas na Plataforma LabMEG.
5. Petrografia (macroscopia): as amostras foram descritas sob escala macroscópica utilizando-se a Plataforma LabMEG (www.labmeg.com). A descrição petrográfica incluiu a

determinação da composição mineral, tipos de texturas, estruturas e classificação, esta última de acordo com as recomendações do *International Union for Geological Science* (IUGS; LeMaitre, 2002).

6. Laminação e pulverização: uma alíquota para a laminação e outra para a pulverização das amostras descritas na etapa anterior foram selecionadas para corte e preparação de lâminas e pulverização para as análises litogeoquímicas.

7. Petrografia (microscopia): as análises petrográficas sob escala microscópica foram realizadas com o microscópio petrográfico ZEISS AXIO Imager.A2m do Departamento de Petrologia e Geotectônica da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. A classificação petrográfica foi feita de acordo com as normas do IUGS (LeMaitre, 2002). Texturas e estruturas foram descritas e classificadas de acordo com os critérios de MacKenzie *et al.* (1980, 1982), Hibbard (1995) e MacKenzie (2017). Todos os dados petrográficos (microscopia) foram armazenados na Plataforma LabMEG e podem ser acessados em seus respectivos *links* de acordo com o Supplementary Material do artigo submetido.

8. Litogeoquímica: as amostras pulverizadas foram enviadas para o laboratório Actlabs (<https://actlabs.com/>) em Ancaster, Canadá. Os elementos maiores foram obtidos por espectrometria de indução atômica com plasma indutivamente acoplado (ICP-AES), enquanto as concentrações dos elementos-traço, incluindo os elementos terras raras, foram obtidas por espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

9. Síntese e interpretação dos dados: as informações obtidas nas etapas anteriores foram organizadas e interpretadas nesta etapa. Programas computacionais como processadores de texto, planilhas de cálculo, programas de edição gráfica e outros *softwares* mais específicos (ex.: QGIS) foram usados para a redação dos documentos com os resultados das interpretações e com a síntese dos dados. A etapa envolveu ainda a redação de resumos para eventos técnico-científicos. Esta etapa foi finalizada com a elaboração da dissertação de mestrado que foi submetida à defesa, bem como do artigo científico submetido, apresentado no capítulo 4. Mais informações sobre a metodologia podem ser consultadas no artigo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados, discussões e conclusões deste estudo são apresentados na forma de um artigo científico em língua inglesa, intitulado “*Geochemistry and emplacement of the Paranapanema lava flows: climate shift during the Early Cretaceous in the Northern Paraná Magmatic Province, Brazil*”. O manuscrito é apresentado integralmente e foi submetido à publicação na revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

A seção de resultados do artigo detalha a morfologia de dez fluxos de lava da Formação Paranapanema, classificados como *simple* e *rubbly pahoehoe*, descrevendo suas características e associações de litofácies. Além da caracterização física e petrográfica, são apresentados dados litogeoquímicos para classificar as rochas estudadas e delimitar a extensão dos fluxos e lava. Os resultados fundamentam a análise da variação composicional entre as diferentes morfologias de fluxo e fornecem a base para as interpretações estratigráficas e paleoambientais.

Na discussão, o trabalho aborda os aspectos físicos e químicos das lavas, correlacionando a variação de elementos maiores e traços com os tipos de lavas. A geoquímica é aplicada para

estabelecer a extensão lateral dos derrames através da correlação química de seus núcleos em diferentes localidades, permitindo também estimar a inclinação da paleotopografia regional. Adicionalmente, discute-se o paleoambiente vulcano-sedimentar da Formação Paranapanema, onde a análise de texturas em zonas brechadas e a presença de peperitos sugerem uma importante transição climática de condições áridas para úmidas durante o Cretáceo Inferior. Por fim, a conclusão sintetiza como esses múltiplos fatores controlaram o alojamento das lavas e como essas características interferiram na evolução paleoambiental da Província.

4.1 PRINCIPAIS RESULTADOS

Geochemistry and emplacement of the Paranapanema lava flows: climate shift during the Early Cretaceous in the Northern Paraná Magmatic Province, Brazil

Sthefany Pessoa de Souza^{1*}, Júlio Lopes¹, Alan Wanderley Albuquerque Miranda¹, and Sérgio de Castro Valente¹

¹ Petrology and Geotectonic Department, Federal Rural University of Rio de Janeiro (UFRRJ), Seropédica, Rio de Janeiro state, 22890-000, Brazil

*Corresponding author

Telephone: +55 31 999291864

E-mail: sthefanysoouza@ufrj.br (Sthefany Pessoa de Souza)

Keywords: Physical volcanology; Chemical Volcanology; Simple Pahoehoe; Rubbly Pahoehoe; Paleotopography; Peperite.

Abstract

The high-Ti Paranapanema basalts cover a large area in the central and north Paraná Magmatic Province, representing the uppermost remnant of the Lower Cretaceous continental flood basalts of the Paraná-Etendeka Igneous Province in South Brazil. They also comprise the homonymous formation in the Serra Geral Group of the Paleozoic Paraná Basin. The high-Ti Paranapanema basalts in the study area include ten simple and rubbly pahoehoe lava flows. The different lava morphologies cannot be attributed to cogeneticity in a closed-system magmatic differentiation. The rubbly and simple pahoehoe Paranapanema basalts can originate from the same chambers periodically recharged with basaltic magma. This differentiation process is supported by MgO enrichment throughout the stratigraphy of lava flows, as well as open-system textures, such as sieve and compositional zoning in plagioclase macrocrysts. Both lava morphologies exhibit similar SiO₂ content, suggesting that silica polymerization is not the primary factor controlling lava internal strain. Rubbly pahoehoe lava flows moved westwards from the eruption centers and covered a paleotopographic surface with slopes below 0.34°. The minimum lateral extents of two rubbly pahoehoe lava flows are 14 and 20 kilometers. The interaction between lava flows and sediments resulted in peperites and complex brecciated top layers. The variable composition, angularity, and poorly sorting of grains in the matrix from the brecciated tops of rubbly pahoehoe lavas suggest a climate shift towards a paleoenvironment with a greater presence of water, contrasting with the desertic sedimentary sequence preserved in the lowermost layers of the aeolian sandstones of the Botucatu Formation in the Serra Geral Group of the Paraná Basin. This climate shift in the uppermost layers of the Serra Geral Group, represented by the Paranapanema Formation, corroborates previous works in northern PMP.

1 Introduction

The physical attributes and chemical composition of lava flows in continental flood basalt provinces (Bryan *et al.*, 2010) have been used to constrain their emplacement processes (Self *et al.*, 1997, 2015; Keszthelyi & Self, 1998; Cashman *et al.*, 1998; Gregg, 2017; Mittal *et al.*, 2021a,b; Biass *et al.*, 2025), paleoenvironment volcanic settings (Jerram & Widdowson, 2005; Smellie *et al.*, 2013; Ebinghaus *et al.*, 2014, 2020; Cruz *et al.*, 2023; Mouro *et al.*, 2023; Valore *et al.*, 2023) and mechanisms of eruption (Walker, 1971; Self *et al.*, 1997; Besser *et al.*, 2023). The works on physical and chemical volcanology of continental flood basalt provinces (CFB) focus on magma types and their morphology, extent of lava flows, and volcanic and brecciated lithofacies (Griffiths, 2000; White *et al.*, 2009; Bryan *et al.*, 2010; Rossetti *et al.*, 2018; Krishnamurthy, 2020; Millett *et al.*, 2024). The emplacement mechanisms of lava flows can be controlled by internal shear deformation, effusion rates, heat loss, magma supply, flow channeling, and lava viscosity, the latter mostly related to the chemical composition of the lavas (Walker, 1971; Cashman *et al.*, 1998, 1999; Griffiths, 2000; Duraiswami *et al.*, 2014; Biggs *et al.*, 2016). Similarly, lava flow morphology, extent, internal strain and the distribution of lithofacies can be used to constrain features of volcano-sedimentary paleoenvironments, such as landforms, slopes, topography, and terrain roughness as well as sedimentary settings and climate conditions (Walker, 1971; Keszthelyi & Self, 1998; Harris & Rowland, 2009; Bodin *et al.*, 2015; Aubry *et al.*, 2022; Bacha *et al.*, 2022; Shan *et al.*, 2023; Rossetti *et al.*, 2025). For instance, glacial volcanic products, such as tindar or tuya, differ from tuff cones found in shallow lacustrine environments or aeolian dune-covered basalt in desert regions (Jakobsson and Gudmundsson, 2008; Waichel *et al.*, 2008; Shan *et al.*, 2023).

The first comprehensive investigation of the physical and chemical volcanology of the Paranapanema Formation, the uppermost sequence of the Lower Cretaceous lavas within the Serra Geral Group in the Paraná Basin, southern Brazil, is presented in this work, combining detailed field observations, petrographic, and lithogeochemical data. The extent of the lava flows was estimated by applying a simple but innovative geochemical approach, resulting in a fair estimate of paleotopographic slope. Finally, paleoclimate conditions and sedimentary settings are proposed based on stratigraphical, mineralogical, and textural features of intertraps, as well as in the matrix of top breccia and peperites.

2 Geological setting

The Paraná Magmatic Province (PMP) includes more than $8 \times 10^5 \text{ km}^3$ of tholeiitic

basalts that erupted from 135.5 to 132 ± 0.1 Ma (Gomes & Vasconcelos, 2021) during the early stages of Western Gondwana rifting, extending over an area larger than 1.2×10^6 km² in South America (Bellieni *et al.*, 1984; Peate, 1997; Frank & Gomes, 2009). The PMP comprises tholeiitic basalt and basaltic andesite along with minor andesite, dacite, rhyolite, and ignimbrite as well as associated subvolcanic intrusions (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1990; Garland *et al.*, 1995; Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997; Luchetti *et al.*, 2018). The PMP basalts and felsic volcanics were included in various formations of the Serra Geral Group of the Paraná Basin (Horn *et al.*, 2022), overlying the aeolian sandstones of the Botucatu Formation and being covered by the sedimentary rocks of the Bauru Group as well as Cenozoic sediments (Milani *et al.*, 2007; Scherer *et al.*, 2023) (Figure 1a).

The PMP basalts comprise high-Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$; $\text{Ti/Y} > 310$) and low-Ti ($\text{TiO}_2 < 2\%$; $\text{Ti/Y} < 310$) magma types (Bellieni *et al.*, 1984; Peate, 1997). Low-Ti basalts are predominantly found in southern PMP and include the Gramado and Esmeralda magma-types, whereas high-Ti basalts comprise the Pitanga, Paranapanema and Urubici magma types (Figure 1a; Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997). The Urubici high-Ti basalts were originally found in southern PMP, but further works recorded their occurrence also in northern PMP (Machado *et al.*, 2018; Martoni *et al.*, 2025). The Ribeira basalt occurs in central and NW PMP, being classified as a high- or low-Ti magma type by different authors (Peate, 1985, 1997; Machado *et al.*, 2015). The PMP felsic volcanics are also included in different groups. The Palmas felsic volcanics are aphyric to poorly-phyric rocks, being found in close association with the low-Ti basalts in southern PMP (Garland *et al.*, 1995; Polo & Janasi, 2014). On the other hand, the porphyritic Chapecó felsic lavas are less widespread and occur in northern PMP interbedded with high-Ti basalts (Peate, 1997; Janasi *et al.*, 2011; Polo & Janasi, 2014; Polo *et al.*, 2018) (Figure 1a)

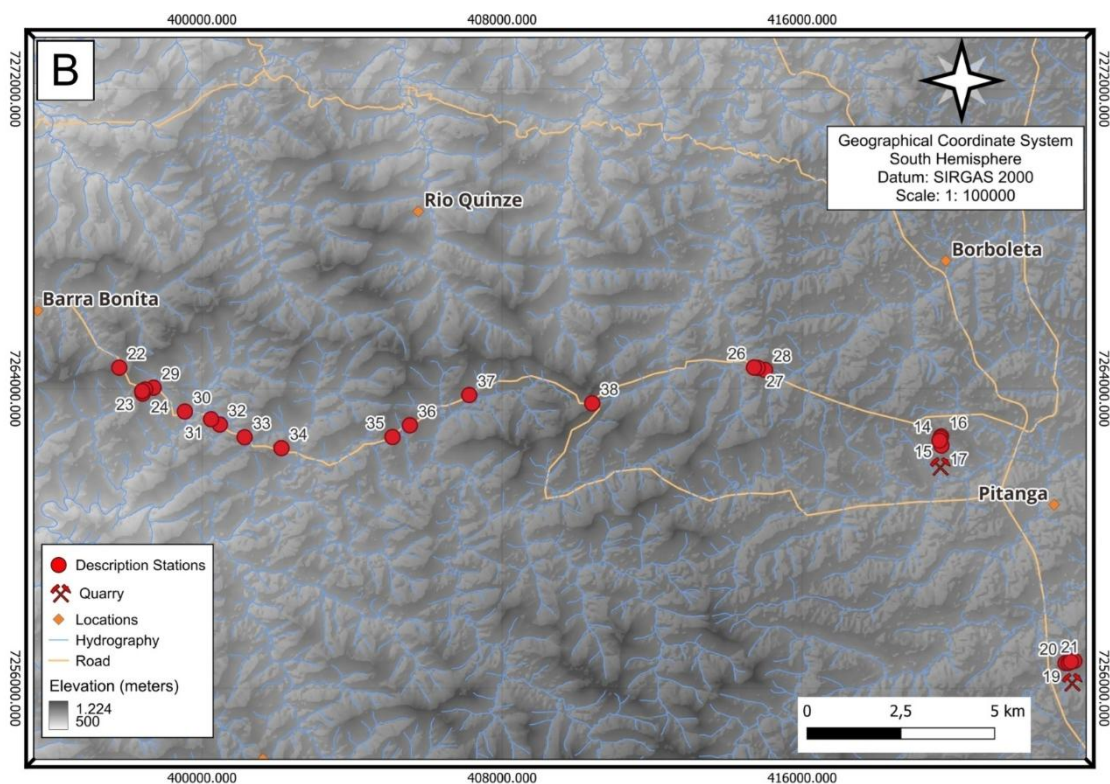
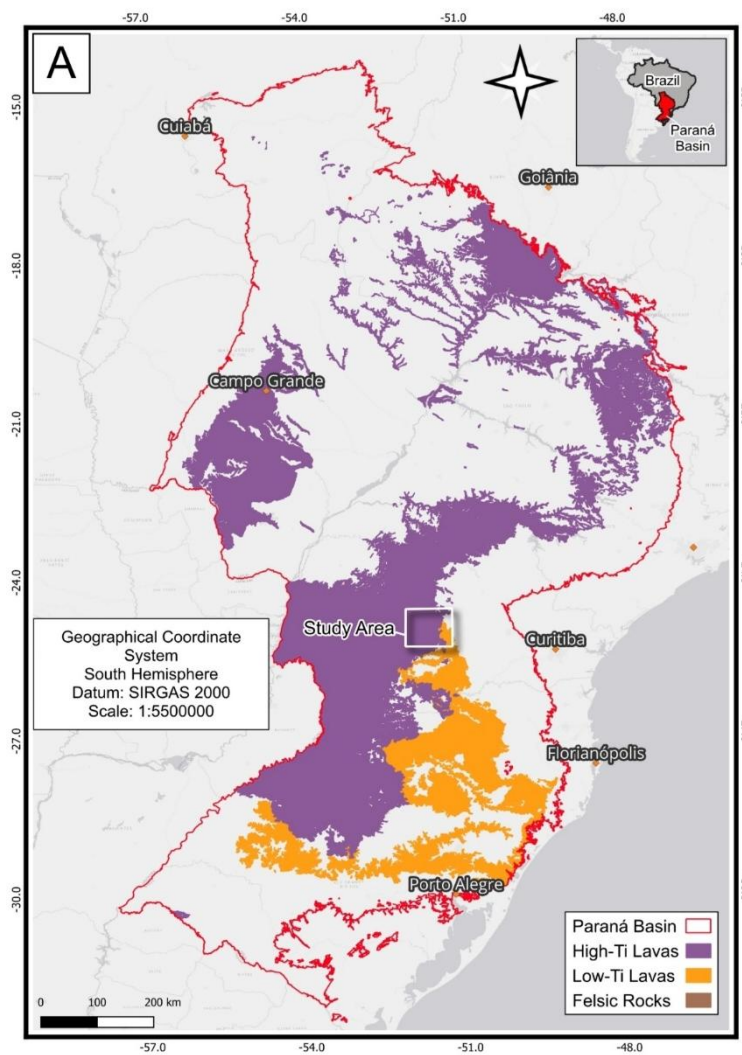


Figure 1. Simplified geological map of the Paraná Magmatic Province in the Paraná Basin and the study area. (A) - General distribution of low- and high-Ti magma types and felsic volcanics of the PMP within the Paraná Basin. The white square shows the study area. (B) Geological map of the study area with sampling sites. The full sample codes (MR-SS-) are omitted for simplification purposes.

The Gramado low-Ti basalt occurs with distinct lithofacies in the PMP, integrating the Vale do Sol and Torres Formation in Paraná Basin. The compound pahoehoe Gramado basalts of the latter (Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2018; Mohr *et al.*, 2025) are overlain by rubbly and simple pahoehoe lavas of the former in southern PMP and Paraná Basin. The low-Ti Esmeralda basalts occur as compound pahoehoe lavas within the homonymous formation in Paraná Basin, covering those other two formations in the same area, although forming rubbly pahoehoe lavas in the central part of the PMP (Rossetti *et al.*, 2018; Vale *et al.*, 2026).

The high-Ti Paranapanema and Pitanga high-Ti basalts in northern PMP form homonymous formations in Paraná Basin, being stratigraphically above those constituted by low-Ti lavas found southwards (Horn *et al.*, 2022; Rossetti *et al.*, 2025). The Pitanga Formation comprises simple and compound pahoehoe lava fields at the base of the high-Ti volcanic sequence (Fernandes *et al.*, 2016, 2018; Moraes *et al.*, 2018, 2020; Gusão *et al.*, 2024). Pillow lavas, peperites, and brecciated top layers of rubbly pahoehoe lavas with a clayey-sandy groundmass, some of which contain microfossils, are taken as good evidence of a wet paleoclimatic condition than previously reported in the northern Paraná Basin (Fernandes *et al.*, 2010, 2018; Famelli *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Del Mouro *et al.*, 2023; Valore *et al.*, 2023). Finally, the Paranapanema Formation comprises tabular, extensive, and inflated pahoehoe and locally rubbly pahoehoe lava flows that can be interbedded with volcanoclastic and sedimentary rocks (Horn *et al.*, 2022).

3 Methodology

A detailed field survey was conducted between Pitanga and Barra Bonita cities in northern PMP (Figure 1B). Seventeen outcrops of volcanic and sedimentary rocks were georeferenced and described, and a total of 65 samples from the least altered rocks were collected for further analysis (Supplementary Material 1). Samples with representative lithotypes and lithofacies were washed and cut to prepare 36 thin sections, which were analyzed under polarized-light optical microscopy using a ZEISS AXIO and a Leica DM750P at the Petrology and Geotectonic Department of the Federal Rural University of Rio de Janeiro. The mineral composition, textures, and structures of the rocks were described following the

nomenclature proposed by Mackenzie *et al.* (1982), and the rocks were classified according to Le Maitre (2002) and Skilling *et al.* (2002). Lithogeochemical data for rocks within 18 lava flow cores were obtained at the Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) in Ontario, Canada. The samples were reduced to powder using a jaw crusher and a tungsten carbide ball mill before being fused for the lithogeochemical analysis. Major and minor elements, as well as a few trace elements, were measured using an inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES). Mobile and immobile trace elements, including the rare earth elements (REE), were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Loss on ignition (LOI) was measured by weight differences after heating at 1150°C for 12 hours. Iron ratios reported by Middlemost (1989) were utilized to calculate FeO and Fe₂O₃ from total Fe as ferric iron (Fe₂O₃^T). The detection limits for major elements (measured as oxides in weight percentage) are less than 0.01%, while those for trace elements range from 0.002 to 20 ppm. For REE, the detection limit is lower than chondritic values. The average precision during measurements was 1.9% for major and minor elements and 2.8% for trace elements. The average accuracy was 2.7% for major and minor elements and 4.5% for trace elements. The quality control of the lithogeochemical analysis is available in Supplementary Material 1.

4 Results

4.1. Morphology of the lava flows and related peperites

Basalts comprise simple pahoehoe and rubbly pahoehoe lava flows in the study area, where they occur associated with peperites. Simple pahoehoe lavas can be divided into three sections (lower crust, core, and upper crust) based on their distinctive lithofacies. These three sections are not necessarily found in the same outcrop (Figure 2). The thickness of simple pahoehoe flows ranges from 10 to 15 meters. The lower crust is roughly 1 meter thick and is composed of aphanitic vesicular basalt (Figure 2A). Vesicles are millimetric to centimetric, circular or pipe-like in shape, and can reach up to 20% of rock volume (Figure 2B-C). The amount of vesicles notably decreases along the gradational contact between the lower crust and the lava flow core. The core ranges in thickness from 7 to 11 meters and consists of aphanitic to fine-grained basalt (Figure 2D). The vesicles in the core can be grouped into two types: (i) circular and millimetric, isolated or in centimetric pods (aggregates) (Figure 2E), and (ii) sparse, centimetric and horizontally flattened (Figure 2F). The amount of vesicles increases in the upper portion of the core, forming horizontal trails with 0.1 meters in thickness that acquire a vertical cylindrical shape upwards, ending as a vesicle pod at the base of the upper crust (Figure

2A, 2E). The upper crust reaches a thickness of up to 3 meters and is composed of aphanitic vesicular basalt. The vesicles are millimetric to centimetric in size and circular at the top, having an irregular shape at the bottom of the upper crust (Figure 2G). Their volume increases from 15% at the bottom of the upper crust to 30% towards the surface of the lava flow (dashed line in Figure 2G).

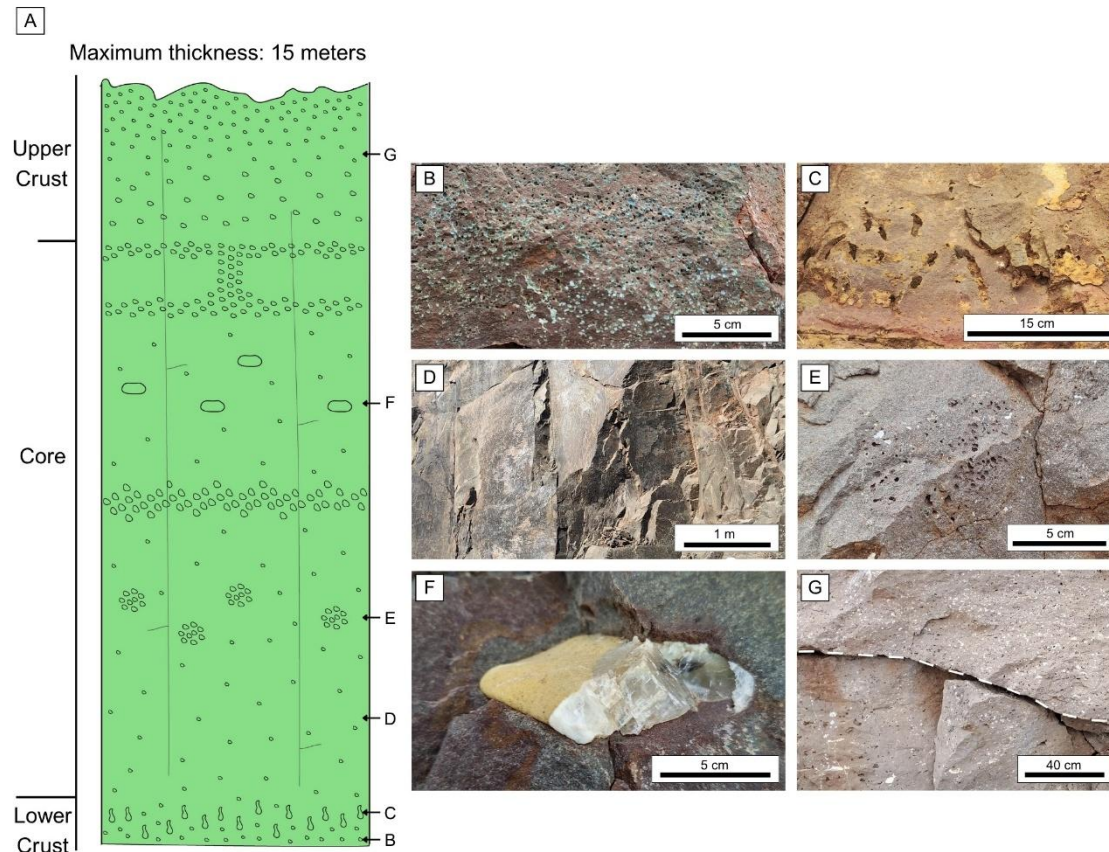


Figure 2. Field features of simple pahoehoe lava flows in the study area. (A) - Schematic section of simple pahoehoe lava flow and its structures. (B) - Outcrop of vesiculated and aphyric basalt of the lower crust. The vesicles are filled with celadonite. (C) - Centimetric pipe-shaped vesicles of the lower crust. (D) - aphyric basalt of the lava flow core. (E) - A basal section of vesicle cylinders forms a pod of vesicles. (F) - Flattened and centimetric vesicles filled with quartz in the lava flow core. (G) - In the upper crust, the centimeter-sized vesicles filled with quartz increase their volume from 15% to 30% towards the surface of the lava flow. The dashed line in (G) indicates the increase in the vesicle volume in the upper crust from simple pahoehoe lava flows.

The rubbly pahoehoe lava flows are 15 to 30 meters in thickness, and their internal structure can be divided into four sections: a lower vesicular crust, a massive core, an upper vesicular crust, and a top brecciated layer (Figure 3). The lower crust, with a maximum thickness of 1 meter (Figure 3A), consists of aphanitic basalt with vesicles reaching up to 10% 36

in volume. The vesicles are millimetric to centimetric with circular and irregular shapes (Figure 3B). The core of the rubbly pahoehoe is 10 to 20 meters thick and contains three vesicular lithofacies (from bottom to top): (i) a 0.5 meter thick lithofacies with sparse centimetric vesicles with a pear-like shape that reach up to 5% of the rock volume (Figure 3C); (ii) a 0.3 meter thick lithofacies with sparse, centimetric and flattened vesicles that occupy less than 5% of the rock volume (Figure 3D); (iii) a 1 meter thick lithofacies with millimetric to centimetric circular vesicles, representing 12% of the rock volume (Figure 3E). The upper crust of the rubbly pahoehoe is 2 to 4 meters thick and is made of aphanitic basalt with circular millimetric vesicles, reaching up to 15% of the rock volume (Figure 3F). The brecciated top layer of the rubbly pahoehoe lavas has an irregular surface and is 2 to 5 meters thick. This top layer is clast-supported and gradually changes to matrix-supported breccia upwards (Figure 3G). The basaltic clasts are dark gray to reddish (weathering color) and host vesicles that are partially or totally filled with secondary material (Figure 3H). In the clast-supported breccia, clasts are centimetric to metric in size and angular. In contrast, most clasts in the matrix-supported breccia are fully isolated, centimetric, and subcircular (Figure 3I). The sandy to silty sedimentary matrix has some centimetric to decimetric cavities with irregular shapes and filled with zeolite, calcite, and/or quartz, similarly to the basalt clasts (Figure 3I).

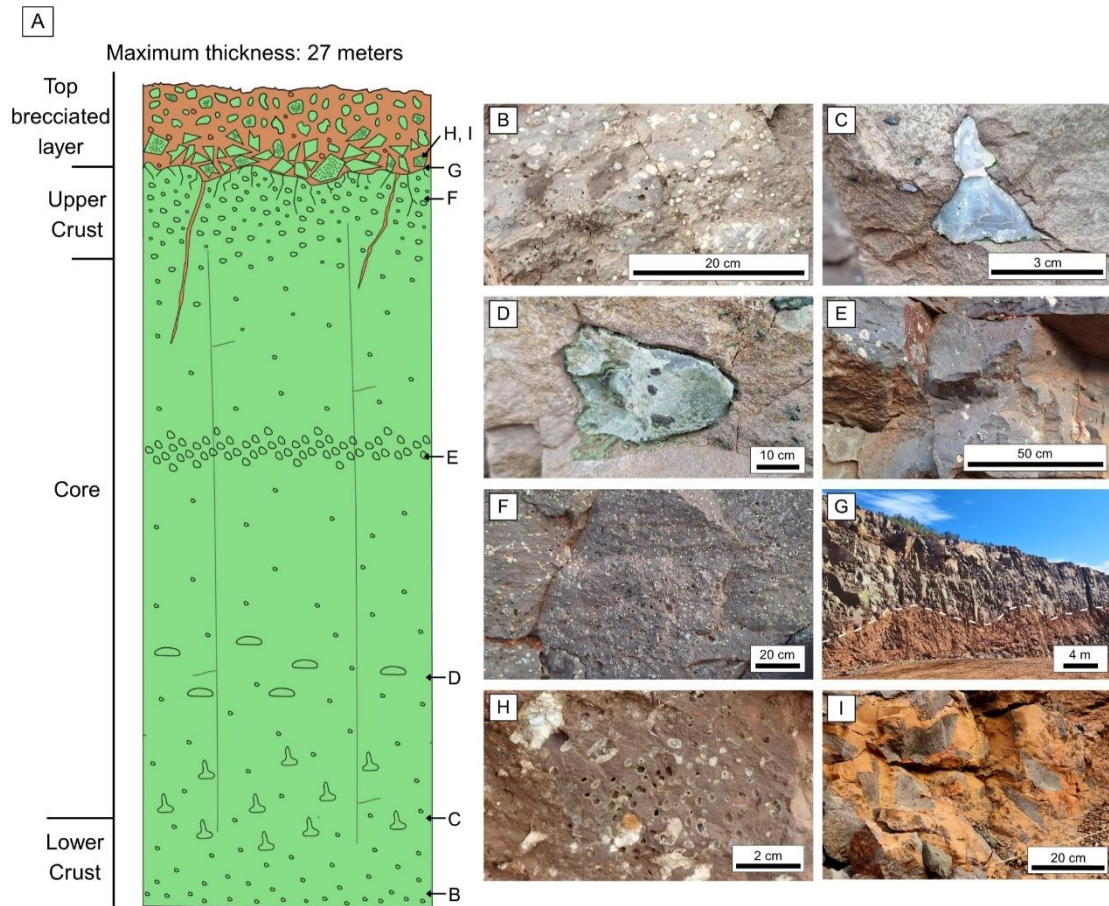


Figure 3. Field features of rubbly pahoehoe lava flow in the study area. (A) - Schematic section of the rubbly pahoehoe lava flows with their respective sections and distinctive lithofacies. (B) - The aphanitic vesicular basalt of the lower crust. Vesicles reach up to 10% in volume and are filled with chalcedony. (C) - Sparse centimetric vesicles at the base of the core flow, displaying their pear-like shape and filled with chalcedony. (D) - Sparse, centimetric, flattened vesicles of the core filled with celadonite. (E) - Millimetric to centimetric circular vesicles towards the top of the core filled with quartz. (F) - The aphanitic vesicular basalt of the upper crust of the lava flow. Vesicles are circular, millimetric, and reach up to 15% in volume. (G) - The wavy brecciated top layer with (dashed line). (H) - The dark gray to reddish basaltic clasts of the top breccia with vesicles partially or totally filled with secondary material. (I) - The matrix-supported breccia with subcircular, centimetric isolated clasts of basalt.

The peperites are invariably above the brecciated top layer of the rubbly pahoehoe lavas (Figure 4A). The contact between them is gradational, and both form a complex breccia zone 7 meters thick. Some basalts clasts of peperite present do not exhibit textures or structures of mingling between lava and sediment (Figure 4B). In contrast, most clasts of vesicular basalt show diverse sizes, shapes, textures, and structures formed by sediment and lava mixing. These clasts are millimetric to decimetric (rarely metric) and exhibit angular, amoeboid, jigsaw, or

elongate (fluidal) shapes, with curvilinear edges and sediment inclusions (Figures 4C-F). Some vesicles found in these clasts are rounded and coalesce to form pipes (Figures 4D-F). Other vesicles are folded and stretched parallel to the edges of clasts with ameboid and fluidal shapes (Figure 4E-F). The distribution of the basalt clasts gives rise to closed (clast-supported) or dispersal (matrix-supported) peperites. The matrix is composed of fine sand with minor silt and exhibits locally depositional structures, such as parallel and cross-stratification (Figure 4G). The matrix hosts irregular-shaped cavities with centimetric to decimetric size. These cavities are partially or totally (the smaller ones) filled with zeolite, calcite, and/or quartz, as well as the vesicles of basalt clasts (Figure 4H).

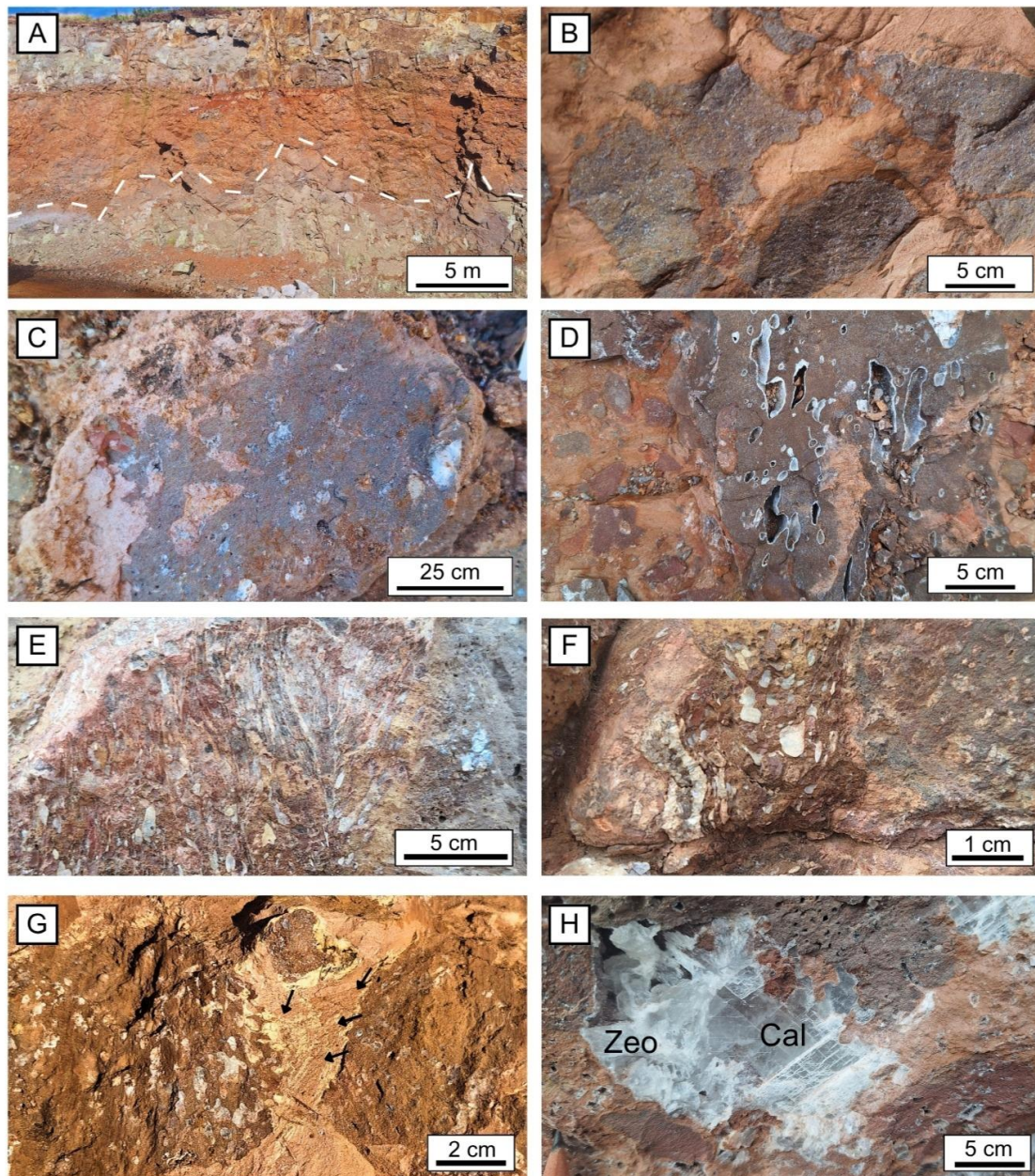


Figure 4. Field features of the peperites in the study area. (A) - Complex brecciated zone composed of

peperite above the brecciated top layer of a rubbly pahoehoe flow. (B) - Peperite with basalt clasts without textures and structures of mingling between lava and sediment. (C) - Centimetric basaltic clasts with a fluidal shape, curvilinear edges, and inclusions of sedimentary material. (D) - Subcircular and pipe-like vesicles in the clasts. (E-F) - Folded and stretched vesicles parallel to the edges of clasts. (G) - The sedimentary matrix of the peperite with depositional structures (arrow). (H) - Cavities partially filled with zeolite and calcite.

The volcanic sequences in the studied area comprise a 100-meter-thick stacking of 10 flows of rubbly and simple pahoehoe lavas, interbedded with peperite and clay-bearing sandstone (Figure 5). Typically, the brecciated tops of rubbly pahoehoe lavas are overlain by peperite, creating a complex brecciated zone (Figure 5).

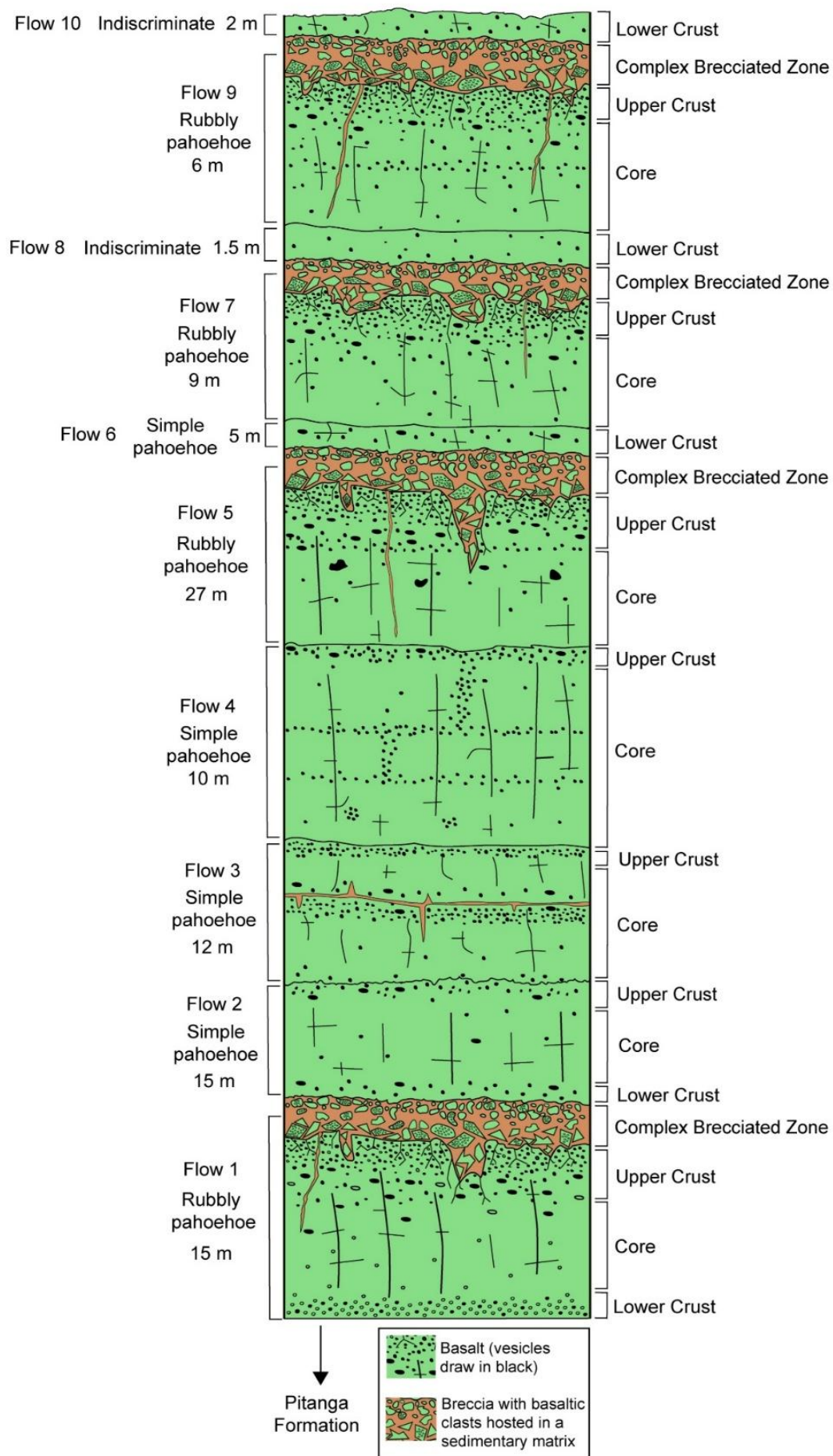


Figure 5. Schematic stratigraphic section of the Paranapanema Formation in the study area. This volcanic sequence consists of 10 flows of rubbly and simple pahoehoe lavas. The complex brecciated zone represents a brecciated top layer of rubbly flows covered by peperite. This Paranapanema volcanic sequence is stratigraphically above the high-Ti lavas of the Pitanga Formation, which outcrop in the surroundings of the study area.

4.2 Petrography

Simple pahoehoe and rubbly pahoehoe basaltic lavas are fine to very fine-grained, and essentially composed of plagioclase, augite, pseudomorph volcanic glass, and olivine, with opaque minerals and acicular apatite as accessory minerals (Figure 6). The hypohyaline core and the hypocrystalline upper and lower crusts differ significantly in texture and structure, regardless of the lava flow morphology. The lower and upper crusts of basaltic flows are vesicular and hyalopilitic with volcanic glass accounting for up to 75% of rock volume (Figure 6A). The plagioclase is fine to very fine-grained, columnar or acicular, and displays a sieve core. Augite is very fine to fine-grained and tabular (Figure 6A). Plagioclase and augite macrocrysts are subhedral, medium-grained (1 mm), and zoned (Figure 6B). The plagioclase macrocrysts have a sieve core, while the augite macrocrysts form clusters. Vesicles are partially or totally filled with smectite, zeolite, and/or quartz (Figure 6B).

The core of the basaltic flows is very fine- to medium-grained. Lath-shaped plagioclase and columnar augite are euhedral to subhedral, zoned, forming a subophitic texture and clustering with pseudomorph olivine (Figure 6C-D). Anhedral to subhedral olivine crystals are pseudomorphs replaced by reddish or greenish saponite (Figure 6D-E). Volcanic glass constitutes up to 10% of the rock volume, being devitrified in submicroscopic minerals, and showing spherulitic (Figure 6F) and intersertal textures (Figure 6C, 6E). Opaque minerals are subhedral, tabular, or dendritic and are interstitial to other phases (Figures 6G, 6A, 6C). Vesicles are monomineralic or polymineralic and often zoned. Monomineralic vesicles are filled with quartz, chalcedony, or celadonite. Polymineralic vesicles display an edge of quartz, and a core composed of calcite or radial zeolite with smectite (Figure 6H).

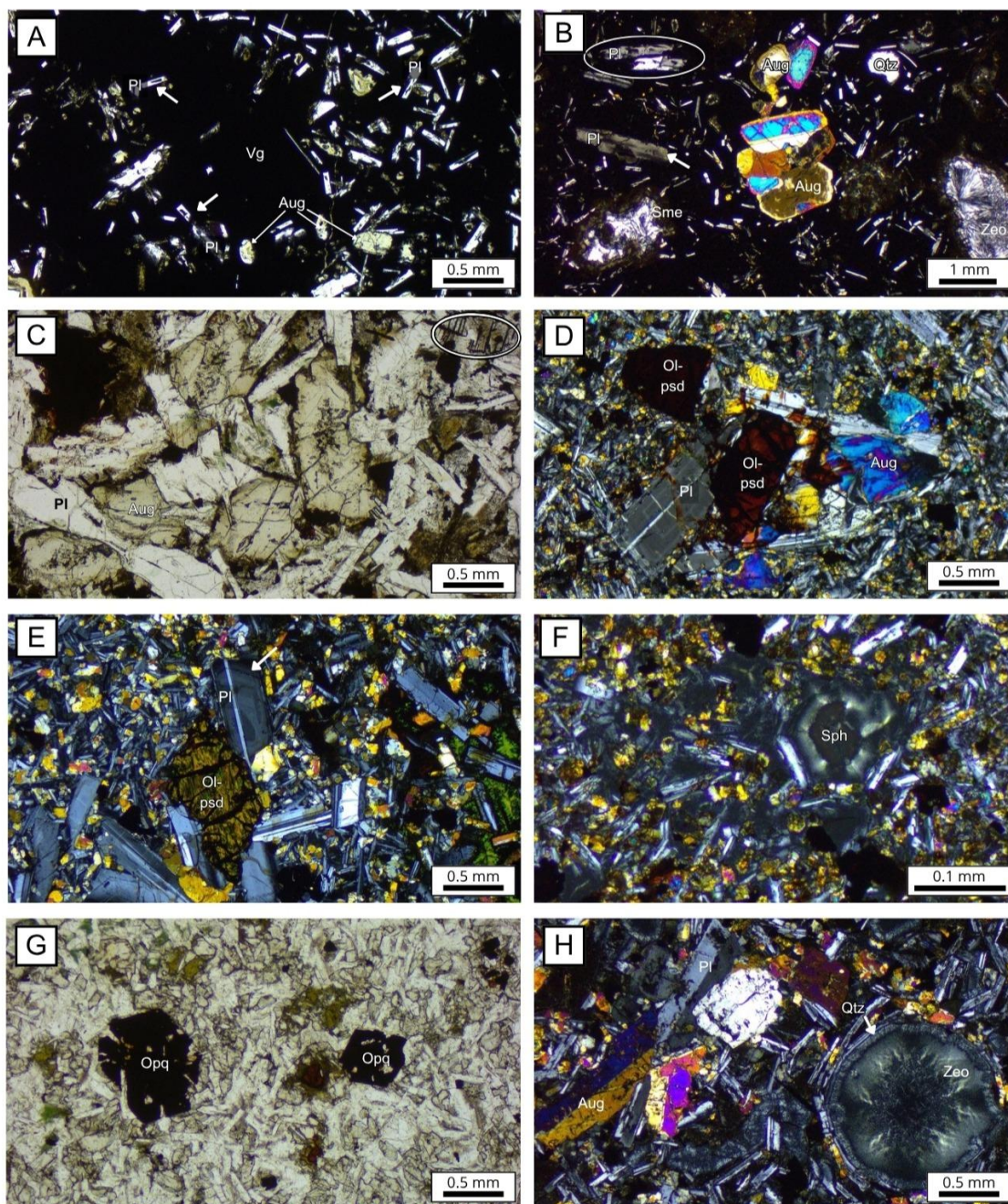


Figure 6. Photomicrographs (PPL, parallel polarized light, and XPL, cross-polarized light) of the basalts in the study area. (A) - Volcanic glass (Vg), plagioclase crystals very fine-grained displaying a sieve core (thick arrows) and very fine and granular augite (PPL). (B) - Subhedral plagioclase and augite macrocrysts with compositional zoning (arrow). The plagioclase macrocrysts have a sieve core (circulated), augite macrocrysts form clusters, and vesicles are filled with quartz, zeolite, and/or smectite edges (XPL). (C) - Subophitic texture of lath-shaped plagioclase and columnar augite, and dendritic opaques (circulated; PPL). (D-E) Plagioclase with compositional zoning (arrow in E) and pseudomorph olivine substituted by reddish (D) or greenish (E) saponite (XPL). (F) - Spherulites of volcanic glass (XPL). (G) - Subhedral opaque minerals (PPL). (H) - Cluster of augite and plagioclase next to polymineralic vesicle filled with radial zeolite in the center and quartz (arrow) at the edge (XPL).

The mineral symbols are from Warr (2021), except for opaque minerals (Opq), olivine pseudomorph (Ol-psd), and spherulite (Sph).

The peperites and the brecciated top of the rubbly pahoehoe are characterized by basalt clasts hosted in a siliciclastic matrix (Figure 7A). The clasts are petrographically like those in the upper crust, except for the presence of sediments filling the vesicles (arrows in figure 7B-C). Clay and silt accumulate at the edges of cavities, while polygonal quartz crystals fill the vesicle core and decrease in size towards the edge (Figure 7B-C). The siliciclastic matrix is poorly sorted, immature, and composed of quartz, feldspar, mica, basalt fragments, and opaque minerals (Figure 7D). Mineral grain size varies from clay to fine sand, while basalt clasts reach up to 0.5 mm (Figure 7D). Often, quartz grains in the matrix display undulatory extinction and polygonal texture (Figure 7E). These quartz crystals increase in size towards the center of the aggregates (arrow in Figure 7E), similarly to what is observed in the vesicles (Figure 7B). Additionally, the matrix can be mineralized by subhedral zeolite and calcite, which are also the filling minerals found in some vesicles (Figure 7F). The sinuous contact between the basalt clasts and the sedimentary matrix that surrounds and invades them suggests a fluid behavior during the interaction between sediments and basaltic lava (Figure 7G). In some parts of the peperites, sedimentary laminations are disrupted or truncated by basaltic clasts (Figure 7H).

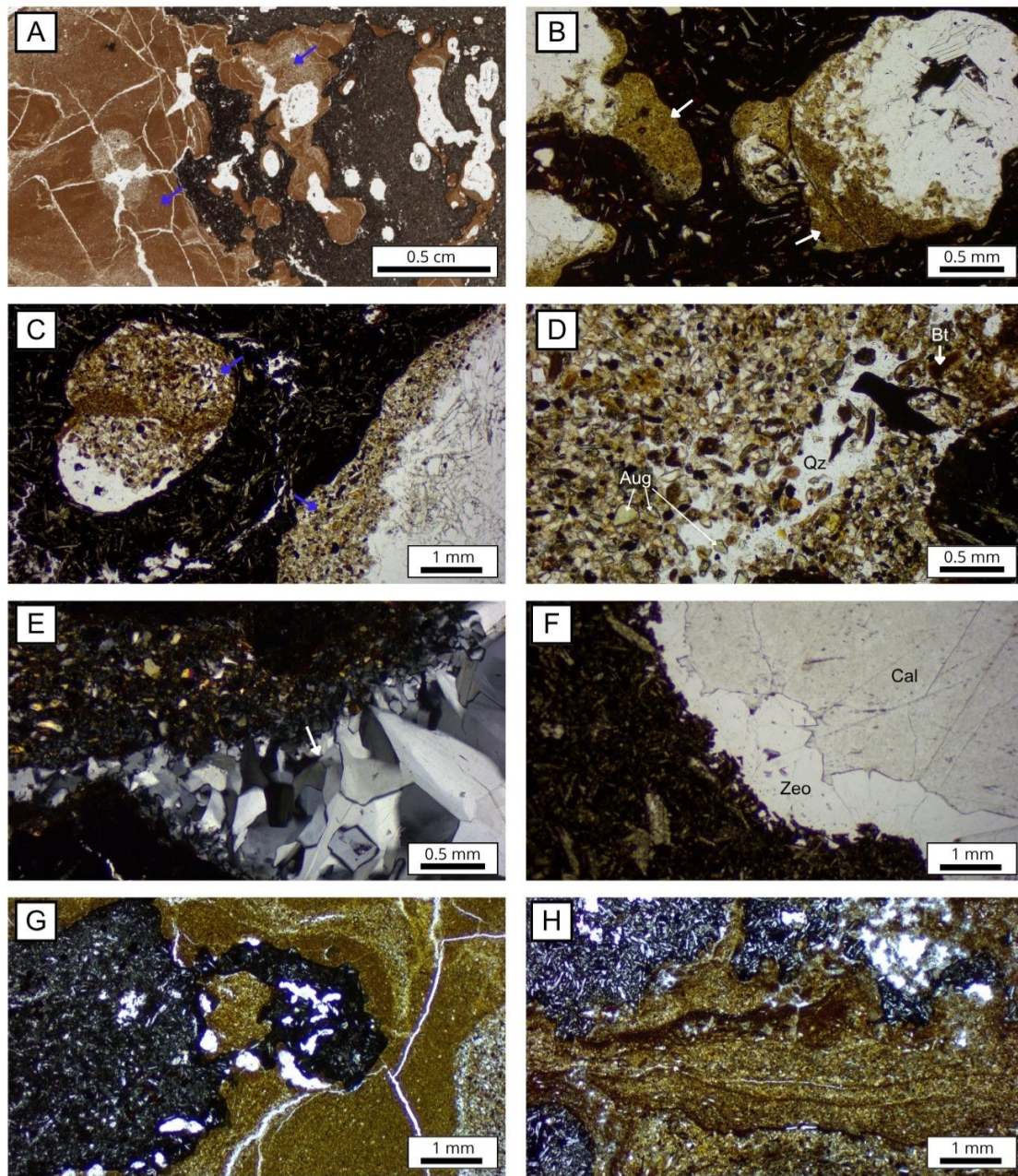


Figure 7. Photomicrographs (PPL, parallel polarized light, and XPL, cross-polarized light) of brecciated zones of lava flows in the study area. (A) - Basalt clasts hosted in a siliciclastic matrix with different grain sizes (arrows; PPL). (B-C) Sediments (arrow) and polygonal quartz filling the vesicles (PPL). (D) - Sedimentary matrix with grain sizes varying from clay to medium sand and composed of basalt fragments, augite (thin arrow), biotite (thick arrow), and quartz (PPL). (E) - Quartz crystals of matrix with undulatory extinction and polygonal texture (arrow; XPL). (F) - Calcite and zeolite filling the vesicle in the basalt clasts (XPL). (G) - Matrix surroundings and invading basalt clasts (PPL). (H) - Sedimentary stratifications truncated by basalt clasts (PPL). The mineral symbols are from Warr (2021).

4.3 Lithogeochemistry

The samples selected for lithogeochemical analysis were collected from the core and massive lithofacies of the lava flows. Indiscriminate samples are flows in which it was not possible to identify the lava's morphology. The lithogeochemical data are available in Table 1. The LOI values vary from 0.69 wt.% to 4.38 wt.% but are lower than 2.28 wt.% for most of the samples (n = 14), attesting to their relatively low degree of weathering.

All samples have TiO_2 (2.18 ± 0.15), Ti/Y (448 ± 55), and Ti/Zr (81 ± 6) contents typical of high-Ti basalts in the PMP (Peate, 1985; Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997) (Figure 8A, B). The basalts in the study area cannot be associated with the high-Ti Urubici magma type based on their TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$, and Sr contents (Figure 8A, C, D). Despite some ambiguity (Figure 9B), the samples plot mostly within the Paranapanema fields of the discriminating diagrams (Figure 9). In addition, the relatively low TiO_2 and Sr contents of the samples would preclude their classification as Pitanga basalts (Figure 9C, F).

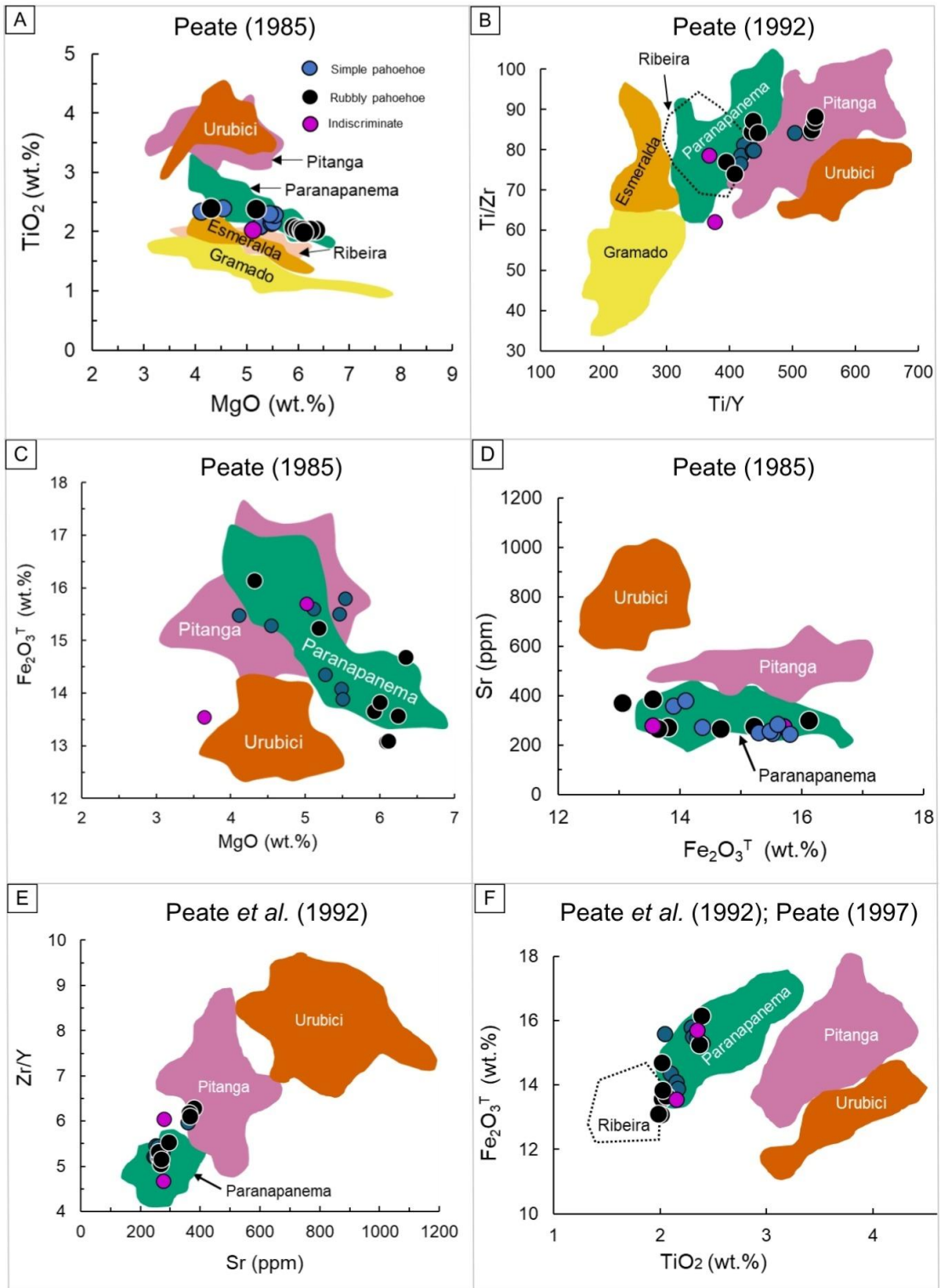


Figure 8: Classification diagrams of the basaltic magma types in the PMP. (A) and (B): Low- and high-Ti groups. (C) – (F): High-Ti basalts. Authors are indicated. The Ribeira basalt was originally classified as a low-Ti magma type (Peate, 1985; Peate *et al.*, 1992) but was further included in the high-Ti group (Peate, 1997).

The Paranapanema basalts in the studied area are mostly basic rocks ($47.67 < \text{SiO}_2 < 51.44 \text{ wt.}\%$; with only two samples having an intermediate composition with $\text{SiO}_2 = 52.08$ and $55.38 \text{ wt.}\%$). As such, they are classified as subalkaline basalts and basaltic andesites in the TAS diagram (Figure 9A). These basalts are quartz ($1.42 - 13.21 \text{ wt.}\%$) and hypersthene ($19.51 \pm 2.12 \text{ wt.}\%$) normative, attesting for their tholeiitic nature (Supplementary Material #1).

There is a fair positive correlation between MgO, CaO, and Al_2O_3 , as expected by plagioclase fractionation. Whereas less clearly positive correlations with Ni and Cr ($\text{MgO} > 5\%$) may be due to olivine and clinopyroxene fractionation, respectively (Figure 9A-D). The similar distribution of samples in the TiO_2 and $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$, as well as P_2O_5 variation diagrams, may be attributed to fractionation of Fe-Ti oxide and plagioclase phenocrysts with inclusions of apatite by the more evolved liquids ($\text{MgO} < 5\%$; Figure 9). The highest MgO ($6.35 \text{ wt.}\%$) concentration is found in rubbly basalts, as well as the highest contents of Cr (170 ppm) and Ni (100 ppm), when compared to simple pahoehoe lavas (Table 1). None of these compositions represents primary tholeiitic magmas (*e.g.* Thompson, 1974, 1975). The rubbly and simple pahoehoe Paranapanema basalts have similar patterns in the chondrite-normalized multielement diagram (Figure 10A). The patterns of the mobile incompatible elements are spiked with variable troughs in Rb and K, whereas patterns are less spiked in the case of the immobile ones. The patterns show the typical Nb negative anomaly ($\text{La/Nb}_N = 1.6 \pm 0.1$) of the tholeiitic continental flood basalts (*e.g.*, Peate, 1997) as well as in Sr, P, and Ti (Figure 10A), regardless of the flow type (either rubbly or pahoehoe). The least evolved basalts in rubbly (MR-SS-25B) and pahoehoe (MR-SS-31D) lava flows are less enriched in the whole set of incompatible elements shown in the chondrite-normalized multielement diagram than the more evolved basalts in their respective lava flows (MR-SS-24 and MR-SS-22E, respectively). Similarly, less evolved rubbly basalts are less enriched in trace elements than more evolved pahoehoe basalts and vice versa. Rubbly basalts with similar degrees of evolution (same MgO contents) have nearly the same trace elements contents, but basalts with the same MgO contents of pahoehoe flows have different trace elements concentrations when compared with their rubbly counterparts (Figure 10A).

The rubbly and simple pahoehoe Paranapanema basalts have similar patterns in the chondrite-normalized REE diagram (Figure 10B). These Paranapanema basalts are more enriched in light rare earth elements (LREE; La-Sm) than heavy ones (HREE; Gd-Lu) ($\text{La/Yb}_N = 4.9 \pm 0.8$), with variable but subtle Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.90 \pm 0.04$). Basalts in rubbly and pahoehoe lava flows have the same La/Yb_N , Gd/Lu_N , and Eu/Eu^* values but different

La/Sm_N ratios (2.3 ± 0.1 and 1.5 ± 0.3 , respectively). Least and more evolved basalts in rubbly flows have very similar LREE/HREE ratios, but the same does not apply to the simple pahoehoe lava flows (La/Yb_N = 4.1 and 6.3; La/Sm_N = 2.2 and 3.8 for least and more evolved pahoehoe basalts, respectively). REE ratios of least and most evolved basalts in rubbly and pahoehoe lava flows and vice-versa are also different (Table 1). However, REE ratios of rubbly and pahoehoe basalts with very similar MgO contents can be nearly identical (Table 1).

Table 1. Lithogeochemical data of the Parapanema basalts in the study area. LOI is loss on ignition. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ is total iron as ferric iron. bdl = below detection level.

Sample	MR-SS-24	MR-SS-25B	MR-SS-30C	MR-SS-33A	MR-SS-38A	MR-SS-26	MR-SS-14B	MR-SS-16A	MR-SS-22E
Morphology ¹	R	R	R	R	R	R	R	R	I
<i>Major and minor elements (wt.%)</i>									
SiO ₂	51.27	48.33	49.13	50.69	48.78	50.49	49.60	50.31	55.38
TiO ₂	2.39	2.02	2.02	2.06	2.38	2.03	2.02	1.99	2.15
Al ₂ O ₃	12.64	13.72	13.59	13.39	13.15	13.29	13.77	13.75	11.58
Fe ₂ O ₃ ^T	16.13	14.68	13.56	13.65	15.23	13.82	13.07	13.08	13.55
MnO	0.24	0.20	0.19	0.21	0.24	0.21	0.18	0.20	0.22
MgO	4.32	6.35	6.25	5.93	5.19	6.01	6.09	6.12	3.64
CaO	8.84	10.28	10.78	9.93	9.53	10.00	10.91	10.90	7.71
Na ₂ O	2.51	2.13	2.32	2.25	2.21	2.32	2.24	2.29	2.43
K ₂ O	0.85	0.37	0.41	0.99	0.67	0.90	0.80	0.79	1.32
P ₂ O ₅	0.30	0.24	0.22	0.24	0.28	0.22	0.22	0.21	0.28
LOI	1.05	2.28	2.20	0.97	3.01	0.77	1.53	1.12	2.20
Total	100.54	100.60	100.67	100.3	100.67	100.06	100.43	100.76	100.45
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Sc	40	42	39	42	42	42	38	38	35
Cr	30	160	150	150	60	160	170	170	60
Ni	40	80	100	90	70	90	90	90	50
Co	43	43	43	41	45	43	42	43	41
V	460	410	419	427	488	421	419	407	408
Ba	353	222	282	268	254	259	289	293	423
Rb	24	3	9	23	15	19	12	11	22
Sr	296	264	382	262	272	269	367	365	279
Y	35.1	27.8	22.8	27.7	36	27.8	22.5	22.2	34.2
Zr	194	144	143	147	185	140	137	137	207
Nb	16.8	12.4	12.8	12.3	15.2	11.7	12.3	11.8	16.4
La	24.7	17.2	19.5	17.7	23.5	17.6	18.5	18.5	33.8
Ce	55	36.9	41.4	38.9	55.5	39.1	40.3	39.8	65.9
Pr	6.53	4.45	4.9	4.87	6.77	4.87	4.94	4.82	7.69
Nd	27.5	19.7	20.8	20.8	28.4	20.3	21.2	20.3	30.9
Sm	6.87	4.93	5.09	5.2	6.99	5.01	4.97	4.69	6.94
Eu	1.86	1.51	1.51	1.54	1.93	1.46	1.47	1.46	1.88
Gd	6.73	5.13	4.75	5.44	7.01	5.41	4.76	4.71	6.68
Tb	1.1	0.85	0.75	0.93	1.17	0.9	0.79	0.76	1.14
Dy	6.95	5.46	4.49	5.65	7.44	5.45	4.6	4.74	6.83
Ho	1.36	1.05	0.85	1.1	1.4	1.06	0.87	0.86	1.3
Er	3.97	3	2.48	3.06	3.96	3.13	2.59	2.43	3.79
Tm	0.569	0.419	0.351	0.427	0.561	0.439	0.343	0.343	0.530
Yb	3.57	2.89	2.17	2.78	3.56	2.85	2.21	2.23	3.63
Lu	0.571	0.453	0.332	0.445	0.55	0.452	0.370	0.373	0.564
Hf	5	3.5	3.3	3.5	4.8	3.2	3.4	3.2	4.9
Pb									7
Th	2.95	2.14	2.16	2.15	2.76	2.14	2.06	2.11	3.86
U	0.53	0.36	0.37	0.4	0.43	0.39	0.36	0.38	0.80
<i>Normalized ratios</i>									
La/Nb _(N)	1.5	1.4	1.5	1.5	1.6	1.5	1.5	1.6	2.1
La/Yb _(N)	4.7	4.0	6.1	4.3	4.5	4.2	5.7	5.6	6.3
La/Y _(N)	4.7	4.1	5.7	4.2	4.3	4.2	5.4	5.5	6.5
La/Sm _(N)	2.2	2.2	2.4	2.1	2.1	2.2	2.3	2.5	3.0
Gd/Lu _(N)	1.5	1.4	1.8	1.5	1.6	1.5	1.6	1.6	1.5
Eu/Eu _(N)	0.83	0.92	0.94	0.88	0.84	0.85	0.92	0.95	0.84

Table 1. (cont.)

Sample	MR-SS-25D	MR-SS-36A	MR-SS-38F	MR-SS-19A	MR-SS-20	MR-SS-31D	MR-SS-31B	MR-SS-32	MR-SS-34A
Morphology ¹	S	S	I	S	S	S	S	S	S
<i>Major and minor elements (wt.%)</i>									
SiO ₂	51.05	51.11	50.32	47.67	50.77	47.69	47.71	52.08	51.44
TiO ₂	2.04	2.10	2.35	2.15	2.17	2.30	2.30	2.35	2.40
Al ₂ O ₃	13.03	12.84	13.20	13.46	13.73	12.75	12.86	12.35	12.60
Fe ₂ O ₃ ^T	15.60	14.36	15.70	14.09	13.89	15.80	15.51	15.48	15.29
MnO	0.22	0.24	0.22	0.16	0.20	0.22	0.20	0.19	0.21
MgO	5.11	5.26	5.01	5.48	5.50	5.53	5.45	4.11	4.54
CaO	9.48	9.10	9.09	10.67	10.07	9.03	9.42	8.84	9.03
Na ₂ O	2.49	2.44	2.38	2.14	2.48	2.26	2.12	2.57	2.39
K ₂ O	0.79	1.15	0.76	0.48	1.03	0.61	0.35	1.40	1.35
P ₂ O ₅	0.24	0.25	0.26	0.25	0.24	0.28	0.29	0.29	0.31
LOI	0.69	1.44	1.65	4.05	0.85	4.05	4.38	1.03	1.20
Total	100.74	100.29	100.94	100.60	100.92	100.52	100.60	100.69	100.76
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Sc	43	43	41	37	38	42	43	41	41
Cr	50	50	60	110	110	90	90	80	80
Ni	60	60	60	80	70	60	70	50	40
Co	43	45	40	45	44	41	45	41	40
V	433	439	474	427	450	434	451	466	475
Ba	290	290	317	244	325	218	162	321	312
Rb	10	22	14	14	22	7	9	37	38
Sr	286	273	277	379	359	245	248	258	251
Y	27.9	30.1	38.3	24.4	25.8	31.8	32.7	33.8	33
Zr	153	160	179	153	154	166	170	184	180
Nb	12.6	13.2	14	14.6	13.4	13.7	14	15.2	15.9
La	19.5	20.3	23.3	21.1	21.6	19.9	20.3	23.1	23.6
Ce	41.2	43.9	47.9	45.7	46.8	44.1	45.5	48.9	49.6
Pr	5.25	5.53	6.46	5.62	5.73	5.43	5.64	5.9	5.85
Nd	21.9	23.6	27.5	23.7	23.8	22.6	23.5	26.8	27.5
Sm	5.39	5.58	6.65	5.4	5.71	5.62	5.9	6.26	6.06
Eu	1.58	1.65	1.97	1.66	1.69	1.83	1.72	1.93	1.94
Gd	5.65	5.62	6.98	5.17	5.36	6.2	6.06	6.4	6.27
Tb	0.92	0.96	1.20	0.82	0.82	1.04	1.02	1.06	1.05
Dy	5.56	5.91	7.39	5.05	5.14	6.27	6.66	6.52	6.48
Ho	1.13	1.15	1.44	0.94	0.98	1.22	1.26	1.29	1.23
Er	3.25	3.41	4.12	2.66	2.8	3.53	3.63	3.63	3.49
Tm	0.452	0.481	0.607	0.368	0.387	0.51	0.497	0.548	0.52
Yb	2.96	3.07	3.80	2.30	2.51	3.3	3.46	3.37	3.38
Lu	0.486	0.487	0.593	0.350	0.393	0.519	0.533	0.528	0.526
Hf	3.9	4	4.2	3.8	3.8	4	4.2	4.4	4.2
Pb									
Th	2.26	2.39	2.46	2.43	2.51	2.49	2.52	2.56	2.61
U	0.43	0.42	0.45	0.44	0.46	0.45	0.46	0.48	0.48
<i>Normalized ratios</i>									
La/Nb _(N)	1.6	1.6	1.7	1.5	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5
La/Yb _(N)	4.5	4.5	4.2	6.2	5.8	4.1	4.0	4.7	4.7
La/Y _(N)	4.6	4.5	4.0	5.7	5.5	4.1	4.1	4.5	4.7
La/Sm _(N)	2.3	2.3	2.2	2.4	2.4	2.2	2.1	2.3	2.4
Gd/Lu _(N)	1.4	1.4	1.5	1.8	1.7	1.5	1.4	1.5	1.5
Eu/Eu _(N)	0.87	0.90	0.88	0.96	0.93	0.95	0.88	0.93	0.96

¹ Lava Morphology abbreviation: R is rubbly pahoehoe, S is simple pahoehoe, and I is indiscriminate.

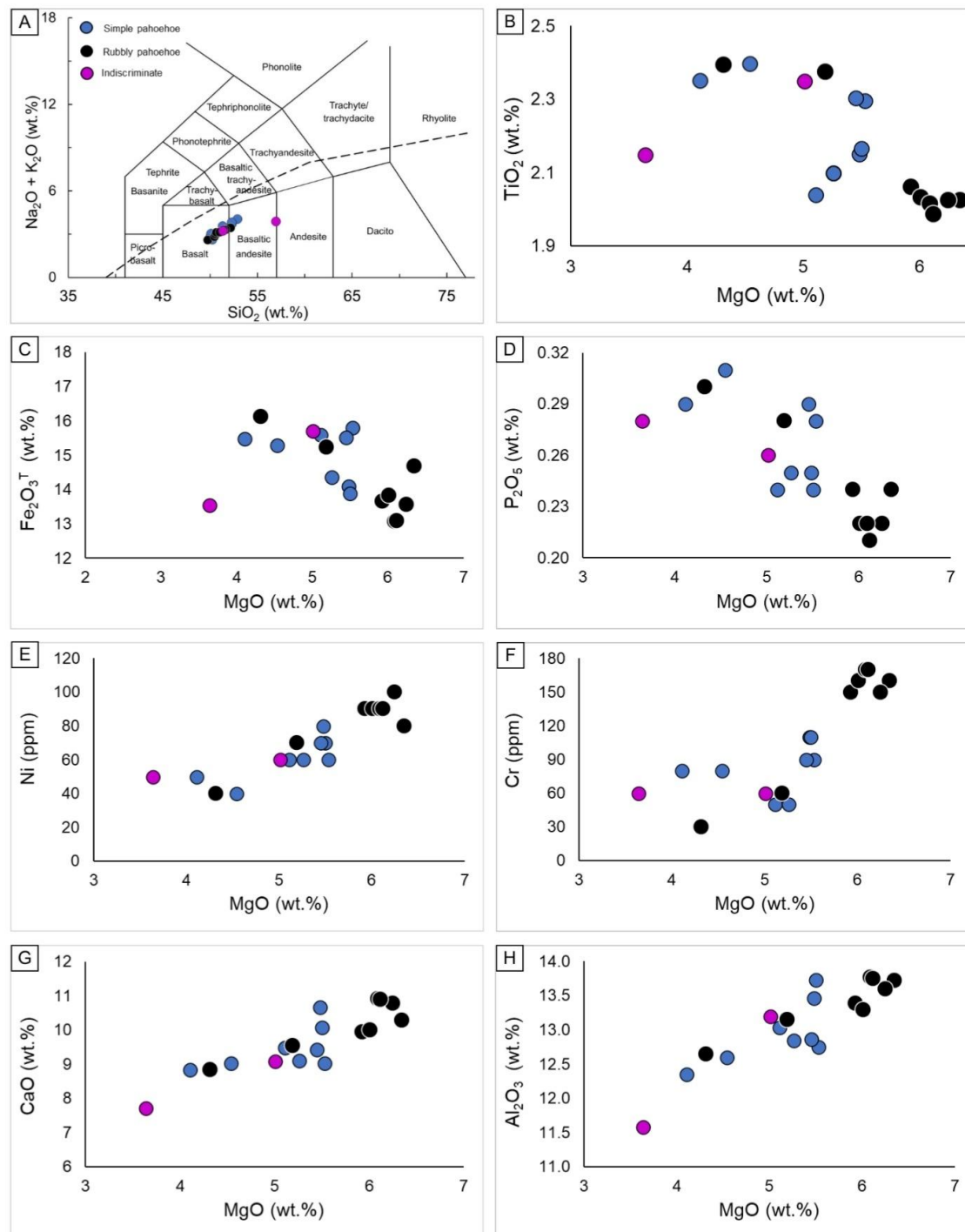


Figure 9: Geochemical features of the Paranapanema basalts in the study area. The rubbly pahoehoe flows are represented by black circles, while simple pahoehoe lavas are blue circles. (A) TAS (Total Alkali *versus* Silica) classification diagram from Le Bas *et al.* (1986), with the dashed line separating the alkaline (above) and subalkaline (below) fields from Irvine & Baragar (1971). (B-H) Variation diagrams for selected oxides and trace elements. Arrows indicate possible fractionating trends.

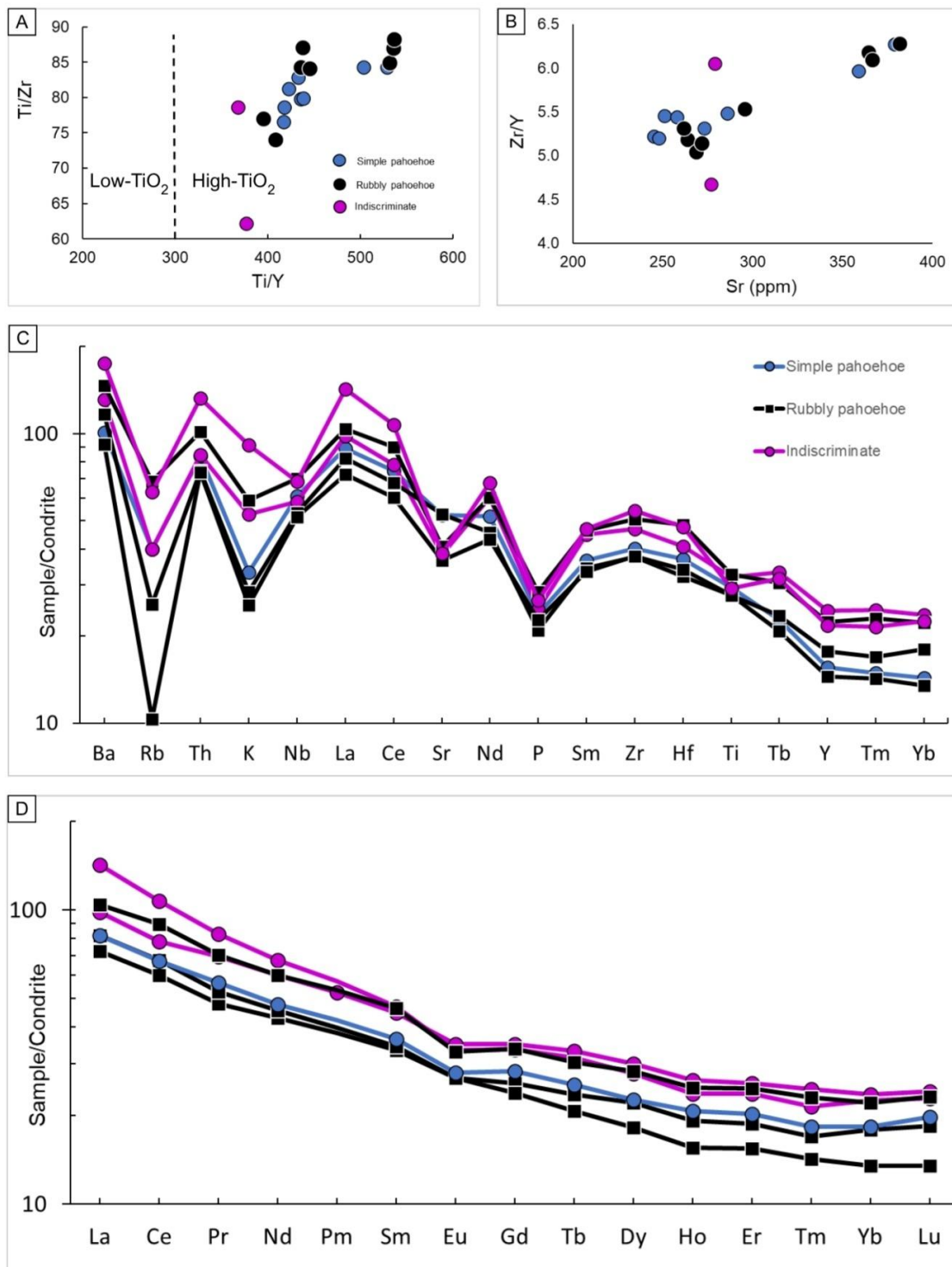


Figure 10. Samples of the studied area plotted in chondrite-normalized diagrams. (A) - Chondrite-normalized multielement diagram. (B) - Chondrite-normalized REE diagram. Normalized factors from McDonough & Sun (1995).

5 Discussion

5.1 Physical and chemical aspects of Paranapanema lavas

A 100 m thick volcanic sequence with Paranapanema basalts overlaps lava flows of the Pitanga Formation in the study area (Figure 5). Ten transitional rubbly pahoehoe and simple pahoehoe flows alternate along the volcanic sequence, being also intercalated with peperites (Figures 2-3). A lower crust, core, and an upper crust, as well as a brecciated top layer, may or may not be all represented in individual rubbly pahoehoe and simple pahoehoe flows. Rubbly lava flows predominate at the top of the volcanic sequence and may reach up to 27 meters in thickness, while inflated simple pahoehoe flows reach a maximum thickness of 15 meters (Figures 2-3).

The lower crust-core contact within simple and rubbly pahoehoe lavas is marked by the occurrence of pipe or pear-like shape vesicles (Figures 2C and 3C), meaning that the lava flows did not exceed the bubble rise velocity since the ascending pipes were not cut into chains of bubbles (Walker, 1987). The upper crusts of both lava morphologies are also comparable in terms of undercooling textures such as hyalopilitic matrix, swallowtail in plagioclase, and acicular, very fine-grained crystals (Figure 6). No major differences in viscosity between rubbly and simple pahoehoe basalts should be expected since the cores of those flows have nearly an identical range of silica contents (Figure 9A and Table 1). Therefore, the internal structures and textures of the rubbly and simple pahoehoe Paranapanema basalts are likely to have been controlled by internal shear deformation due to variable effusion and cooling rates as well as lava supply during low velocity flows over close sub-horizontally terrains (Walker, 1984; Cas & Wright, 1987; Barreto *et al.*, 2014).

Despite the massive cores found in both rubbly and simple pahoehoe basalts, the latter exhibit diagnostic structures of lava inflation associated with distinct episodes of degassing, such as vesicles arranged in vertical cylinders (diapirs) and horizontal layers (Figure 3) (Self *et al.*, 1996). Continuous inflation can fragment the lava surface, promoting brecciation and the simple-to-rubbly pahoehoe transition of single lava flows (Figures 3 and 4) as reported elsewhere (Guilbaud *et al.*, 2005).

Rubbly and simple lavas differ in their chemical composition. The cores of most rubbly pahoehoe flows are richer in MgO, Cr, and Ni and poorer in TiO₂ relative to simple pahoehoe lavas (Figure 9). The trace element average of the former is also lower than that of the latter (Table 1).

An exception is a rubbly sample with 2.38% and a simple pahoehoe with 2.1% of TiO₂. Despite differences in TiO₂, the MgO content of these samples is very similar (5.19% and 5.26%). This differentiation index (MgO) equivalence associated with distinct TiO₂

concentrations indicates that these samples of distinct morphologies are not cogenetic by a closed-system differentiation process, such as fractional crystallization (Figure 8; Table 1; Cox *et al.*, 1979). This premise suggests that rubbly and simple pahoehoe flows erupt through their own magmatic systems. In contrast, a closed-system differentiation process in single magma chamber repeatedly disrupted by recharged of less differentiated magma (as observed in rubbly lavas) is another hypothesis that can explain: (i) open system textures, such as plagioclase macrocrysts with sieve and compositional zoning (Figure 6A-B, 6D-E); (ii) a periodic MgO depletion within volcanic stratigraphy associated to rubbly pahoehoe lavas emplacement (Figure 8); (iii) in each morphology a progressive Sr depletion and trace elements enrichment from the base to the top of stratigraphy (Figure 10B, 10C, 10D) is produced by equilibrium intervals with closed-system differentiation after disequilibrium stages of chamber recharged.

5.2 The extent of lava flows: a geochemical approach

If no significant differentiation of non-volatile elements (Caroff *et al.*, 2000; Kuritani *et al.*, 2010) occurred during the emplacement of the Paranapanema lavas, the extent of their single flows can be estimated by correlation of the lithogeochemical compositions of the flow cores. In other words, if the lithogeochemical compositions of the core samples collected in two distinct locations differ below analytical error (supplementary material 1), the distance between the sampling sites must represent the minimal lateral extent of a single lava flow, regardless of its morphology (either rubbly or simple pahoehoe).

Five samples collected from rubbly pahoehoe flows 1 and 5 (Figure 5) within the Paranapanema Formation seem to attend to these criteria. The chemical compositions of two samples (MR-SS-14B and MR-SS-16A) collected in the Dellai quarry may be considered the same as another sample (MR-SS-30C) collected 20 kilometers westwards along a road cut (Table 2 and Figure 1B). The average difference of major and trace elements of these three samples is 1.6% and 3.1%, respectively. These values are below the accuracy and precision analytical errors, the trace elements average concentrations being less than 0.5% higher than the precision value (Table 2). There is no field evidence suggesting that these outcrops, 20 kilometers apart, represent the same basaltic flow. This correlation, established solely on a chemical basis, allows us to evaluate the minimum extent of lava flow in addition to paleotopography. The paleotopography was inferred considering the horizontal and vertical distances between these outcrops (Table 2). The Dellai quarry is located at 978 meters above mean sea level (AMSL), and the road cut is 858 meters AMSL, the latter being the lowest

elevation within the study area. Consequently, the road cut is 120 meters below and 20 kilometers west of the Dellai quarry (Table 2; Figure 1). Considering these distances, the terrain slopes minimally 0.34° to the west, assuming that: (i) there is no tectonic displacement and (ii) there is no significant change in thickness of this flow segment during its emplacement (Table 2). No evidence for oblique faulting was found during the detailed field survey, nor from the interpretation of remote sensing images. The lack of oblique faulting is also depicted by the dendritic drainage network of the study area (Figure 1). According to the Steno Principles of superposition and lateral continuity, this flow 1 rubbly pahoehoe lava flow corresponds to the base of stratigraphy of the Paranapanema Formation (Flow 1 in Figure 5) in the study area.

Table 2. Percentage differences of lithogeochemical data from core lava flows of the Paranapanema Formation sampled in distinct regions of the study area. The average precision for major and minor elements is 1.9%, and for trace elements is 2.8%. The average accuracy for major and minor elements is 2.7%, and for trace elements is 4.5%.

Samples	%dif Major elements ¹	%dif Trace elements ²	Horizontal distance (kilometers)	Vertical distance (meters)	Slope inclination	Slope direction
MR-SS-14B and MR-SS-16A	0.8	2.3	Samples were collected at the Dellai quarry			
MR-SS-30C and MR-SS-16A	1.9	3.8	20	120	0.34°	West
MR-SS-30C and MR-SS-14B	1.9	3.2	20	120	0.34°	West
MR-SS-33A and MR-SS-26	1.3	2.9	14	75	0.31°	West

¹ Average of the percentage difference of major elements data between the samples.

² Average of the percentage difference of trace elements data between the samples, except for Rb, Cr, and Ni. The strong depletion in Rb (see figure 10C) suggests mobile behavior, possibly caused by rock weathering. The Cr and Ni variance between the samples (10 ppm) is lower than the detection limit (20 ppm); see supplementary material 1.

Another two samples (MR-SS-33A and MR-SS-26) collected along a road cut are chemically equivalent, with differences below the accuracy and precision values (Table 2). These two samples represent the fifth lava flow in the stratigraphy of the study area (Flow 5; Figure 5). They were collected 14 kilometers apart from each other, the difference in altitude between the sampling sites being 75 meters (Figures 1 and 2). Applying the same aforementioned criteria, these distances are consistent with a slope of 0.31° to the west (Table 2). The slope inclination and direction are virtually the same, calculated for flow 1, which is positioned at the base of the stratigraphic sequence. Both flow 1 and flow 5 suggest that the center of the study area (represented by sampling sites MR-SS-30 and MR-SS-33) corresponds to the lowest elevation of the paleotopography at the time of the volcanic flows' emplacement (Figures 1 and 2; supplementary material 1).

Therefore, the rubbly lavas of the Paranapanema Formation extended minimally from 14 to 20 kilometers over a nearly horizontal paleotopography sloping about 0.3° westwards (Table 2). The subhorizontal contact dip between the brecciated zone and volcanic flows is consistent with this proposed paleotopography (Figures 3G and 4A).

5.3 Complex brecciated zones and the volcano-sedimentary paleoenvironment of the Paranapanema Formation

Peperites are described as rocks formed by the interaction of unconsolidated wet sediments and lava, although some works advocate a dry origin for these hybrid rocks (Jerram and Stollhofen, 2002). The water content in sediments promotes intense volumetric expansion at the instant of contact with the lava. The contact surface is confined by the flow column, and brecciation and mingling between lava and sediment occur during volumetric expansion of the water. Sediments acquire a loose coherence and behave as a fluid adjacent to the volumetric expansion site (Skilling *et al.*, 2002; Martin and Németh, 2007). The presence of sedimentary layers between volcanic flows, either as a matrix in peperites or as a breccia top layer on volcanic flows, demonstrates coeval activity of sedimentary and volcanic processes in the Paraná Basin during the Early Cretaceous (Figures 4, 5, and 7) (Petry *et al.*, 2007; Scherer *et al.*, 2023). These layers with a sedimentary matrix can also be taken as a stratigraphic marker for the stacking of lava flows of the Paranapanema Formation (Figures 3, 4, and 5).

The contemporaneity of volcanism and sedimentary deposition in the stratigraphic record of the Paranapanema Formation can be described as cyclic episodes (Figure 5). A decrease or quiescence in volcanism associated with an increase in sediment supply results in a volcanic top breccia covered by sediments (Figures 3G, 4A). The quiescence period can be followed by successive periods of lava eruption, forming flows that spread over and mingle with sediment layers, generating peperites that can overlap the top breccia of rubbly flows and form the complex brecciated zone (Figures 4 and 7).

The aeolian sandstones of the Botucatu Formation indicate an arid paleoclimate during the start of PMP volcanism (Scherer *et al.*, 2000, 2023). However, recent works proposed a transition to wet settings, such as fluvial environments, possibly related to volcanism. This transition is well described in the Pitanga Formation by the presence of pillow lavas and peperites, sometimes with microfossils compatible with wet paleoclimatic conditions (Famelli *et al.*, 2021; Cruz *et al.*, 2023; Del Mouro *et al.*, 2023; Valore *et al.*, 2023). This paleoclimatic transition led to a change in the sedimentary maturity, characterized by: (i) a decrease in sorting degree, (ii) an increment in silt and clay content, and (iii) an increase in sediment angularity. All these features are seen in thin sections of samples collected from the brecciated zones in the study area (Figure 7) and are consistent with observations reported in other regions of the PMP (Waichel *et al.*, 2007; Fernandes *et al.*, 2010; Cruz *et al.*, 2023; Del Mouro *et al.*, 2023). In

addition, small parallel and cross-stratification, sometimes preserved between the basalt clasts of peperites (Figures 4G, 7H), suggests a non-aeolian environment during lava emplacement of the Paranapanema Formation. These features in the uppermost volcanic formation of the Serra Geral Group indicate a paleoenvironment with a greater presence of water during late episodes of volcanism in the northern Paraná Basin.

6 Conclusion

In this study, we describe ten flows of rubbly and simple pahoehoe lavas from the Paranapanema Formation located in the northern Parana Basin. This volcanic sequence is 102.5 meters thick and is stratigraphically above the Pitanga Formation, representing the uppermost formation of the Serra Geral Group. The simple pahoehoe lava consists of lower crust, core, and upper crust, while a top brecciated layer should be added above the upper crust in the rubbly lavas. The thickness of simple pahoehoe lavas can be half that of rubbly lavas, which can reach up to 27 meters.

In general, rubbly pahoehoe are richer in magnesium, calcium, and titanium, and they exhibit depletion in incompatible trace elements compared to the simple pahoehoe lavas. However, the SiO₂ content is similar between the two morphology types, suggesting that SiO₂ polymerization is not the primary factor influencing the internal strain of the lava. The chemical distinction between lava morphologies does not indicate a significant mineralogical variation. Conversely, the chemical differences in samples with similar MgO (differentiation index) imply that both morphologies are not cogenetic in a closed-system differentiation. Moreover, the chemical features, including periodic MgO depletion associated with emplacement of rubbly pahoehoe flows in the volcanic pile, suggest that the magmas of both rubbly and simple pahoehoe flows could be cogenetic if a chamber was continuously recharged with more magnesian basaltic magma, similar to the rubbly lavas. This hypothesis is supported by sieve texture and compositional zoning observed in plagioclase macrocrysts. Undercooling textures, such as hyalopilitic matrix and swallowtail in plagioclase crystals, are also seen in both lava morphologies.

The chemical difference between samples collected from distinct regions in the study area is smaller than the average precision and accuracy of lithogeochemical analysis. This implies that these volcanic samples likely represent the same lava flow. Based on the horizontal distance between sampling sites, we propose a minimum lateral extent of 20 and 14 kilometers for the first and fifth rubbly pahoehoe flows in the stratigraphy, respectively. Additionally, the

horizontal and vertical distances between these sampling sites allow us to evaluate that the terrain slope was less than 0.34° to the west during lava flows' emplacement. This horizontal paleotopography aligns with the presence of pipe and pear-shaped vesicles at the base of the flows, which are formed by volatile degassing of slow lava over flat terrain, such as a desert paleoenvironment suggested by previous studies.

However, the diverse mineralogical and lithic composition, high angularity, and poorly sorted grains in the sedimentary matrix from the peperites and brecciated tops of rubbly lavas indicate a paleoenvironment with abundant water, contrasting with the desertic sediments found in the lowermost layers of the Serra Geral Group in the Paraná Basin. This shift in climate, as recorded in the uppermost layers of the Paranapanema Formation, aligns with previous reports and with the centimetric-thick stratification observed in the sedimentary matrix of the brecciated zones in the study area.

7 Data Statement

The authors do not have permission to share data due to confidential information.

8 Acknowledgments

We gratefully thank the reviewers. We would also like to extend our thanks to Letícia Chaid, Pietra Gomes, and Luiz Felipe Ferreira for their assistance with the study area samples and maps. Our appreciation goes to the quarries Dellai and São Judas Tadeu for providing access authorization and logistics support throughout our field geology. We would like to express our gratitude to ExxonMobil Brasil for supporting the research project with UFRRJ.

9 CRediT author statement

Sthefany Pessoa de Souza: Writing – original draft, Conceptualization. Júlio Lopes: Writing – review and editing. Alan Wanderley Albuquerque Miranda: Writing – review and editing. Sergio de Castro Valente: Writing – review and editing, Project administration, Funding acquisition.

10 Funding sources

This research was funded by ExxonMobil Brasil and the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis do Brasil (ANP 24078-8 and FAPUR 29/23), and supported by

Fundação de Apoio à Pesquisa Científica e Tecnológica da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (FAPUR) under grant 24078-8.

11 Appendices

The article has one supplementary data, named 1.

12 References

ABDELMALAK, Mansour M.; ROSSETTI, Lucas M.; MILLETT, John M.; PLANKE, Sverre; JERRAM, Dougal A.; FALEIDE, Jan Inge; POLTEAU, Stéphane. Breakup Magmatism in the South Atlantic: Mechanisms and Implications. *Earth-Science Reviews*, [S. l.], v. 264, art. 105088, p. 1-42, may 2025. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105088>.

ALMEIDA, Vidyã V.; JANASI, Valdecir de Assis; HEAMAN, Larry M.; SHAULIS, Barry J.; HOLLANDA, Maria Helena B. M.; RENNE, Paul R. Contemporaneous alkaline and tholeiitic magmatism in the Ponta Grossa Arch, Paraná-Etendeka Magmatic Province: Constraints from U–Pb zircon/baddeleyite and Ar/Ar phlogopite dating of the José Fernandes Gabbro and mafic dykes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 355, p. 55-65, apr. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.018>.

AUBRY, Thomas J.; FARQUHARSON, Jamie I.; ROWELL, Clara R.; WATT, Sebastian F. L.; CASSIDY, Michael; NEAVE, David A.; ILOUEZE, Chinedu; SCHMIDT, Anja. Impact of climate change on volcanic processes: current understanding and future challenges. *Bulletin of Volcanology*, Berlim, v. 84, n. 6, p. 1-11, may 2022. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01562-8>.

BACHA, R. R. B.; WAICHEL, B. L.; ERNST, R. E. The mafic volcanic climax of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province as the trigger of the Weissert Event. *Terra Nova*, [S. l.], v. 34, n. 1, p. 28-36, feb. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1111/ter.12558>.

BARRETO, Cássio J. S.; LIMA, Evandro F. de; SCHERER, Claiton M. S.; ROSSETTI, Lucas de M. M. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná Magmatic Province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 285, p. 81-99, oct. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.010>.

BARRETO, Cássio J. S.; DE LIMA, Evandro F.; ROSSETTI, Lucas de M. M.; SCHERER, Claiton M. S.; DE ALMEIDA, Daniel P. M.; JERRAM, Dougal A. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic insight into the low-Ti basalts from southern Paraná Igneous Province, Brazil: the role of crustal contamination. *International Geology Review*, [S. l.], v. 58, n. 11, p. 1324-1349, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1147988>.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. High-and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, v. 150, n. 3, p. 273-306, 1984.

BELLIENI, Giuliano; COMIN-CHIARAMONTI, Piero; MARQUES, Leila Soares; MELFI, Adolpho José; NARDY, Antonio José Ranalli; PAPATRECHAS, Christos; PICCIRILLO, Enzo Michele; ROISENBERG, Ari; STOLFA, Donatella. Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, [S. l.], v. 27, n. 4, p. 915-944, aug. 1986. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.915>.

BESSER, Marcell Leonard; LICHT, Otavio Augusto Boni; VASCONCELLOS, Eleonora Maria Gouvêa. Well-preserved fallout basaltic tuff in central Paraná-Etendeka Large Igneous Province: pyroclastic evidence of high re-fountain eruptions. *Research Square*, [S. l.], aug. 2023. Preprint. DOI: <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3259716/v1>.

BIASS, Sebastien; HOUGHTON, Bruce F.; LLEWELLIN, Edward W.; BONNY, Emma; MUELLER, Steven J. Complex staged emplacement of a basaltic lava: The example of the July 1974 flow of Kīlauea. *Bulletin of Volcanology*, [S. l.], v. 87, n. 30, 2025. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00445-025-01817-0>.

BIGGS, Juliet; ROBERTSON, Elizabeth; CASHMAN, Katharine V. The lateral extent of volcanic interactions during unrest and eruption. *Nature Geoscience*, [S. l.], v. 9, n. 4, p. 308-311, mar. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1038/ngeo2658>.

BODIN, Stéphane; MEISSNER, Philipp; JANSSEN, Nico M. M.; STEUBER, Thomas; MUTTERLOSE, Jörg. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change*, [S. l.], v. 133, p. 238-253, oct. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001>.

BRYAN, Scott E.; PEATE, Ingrid Ukstins; PEATE, David W.; SELF, Stephen; JERRAM, Dougal A.; MAWBY, Michael R.; MARSH, J. S. (Goonie); MILLER, Jodie A. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, [S. l.], v. 102, n. 3-4, p. 207-229, oct. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.001>.

CAROFF, Martial; MAURY, René C.; COTTEN, Joël; CLEMENT, Jean-Pierre. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology*, [S. l.], v. 62, n. 3, p. 171-187, sep. 2000. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004450000077>.

CAS, Raymond A. F.; WRIGHT, John V. *Volcanic Successions, Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Londres: Chapman & Hall, 1987. 528 p. ISBN 978-0-412-44640-5.

CASHMAN, Katharine; PINKERTON, Harry; STEPHENSON, Jon. Introduction to Special Section: Long Lava Flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, [S. l.], v. 103, n. B11, p. 27281-27289, nov. 1998. DOI: <https://doi.org/10.1007/10.1029/98JB01820>.

CASHMAN, Katharine V.; THORNBURGH, Carl; KAUAHIKAUA, Jim P. Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pāhoehoe lava to 'a'ā. *Bulletin of Volcanology*, Berlin, v. 61, n. 5, p. 306-323, sep. 1999. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004450050299>.

COX, Keith Geoffrey; BELL, James Duncomb; PANKHURST, Robert John. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1979. 450 p. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>.

CRUZ, Vinicius Godoi Pereira da; LIMA, Evandro Fernandes de; ROSSETTI, Lucas de

Magalhães May; PASQUALON, Natália Gauer. Rapid changes from arid to humid conditions during the onset of the Paraná–Etendeka Igneous Province: can volcanic gas emissions from continental flood basalts affect the precipitation regime?. Geological Society, London, Special Publications, [S. l.], v. 520, n. 1, p. 57-78, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1144/sp520-2020-176>.

DEL MOURO, Lucas; BECKER-KERBER, Bruno; JANASI, Valdecir A.; CARVALHO, Marcelo de Araújo; WAICHEL, Breno L.; LIMA, Evandro F.; ROSSETTI, Lucas M. M.; CRUZ, Vinicius; SILVA, Mateus Souza; FAMELLI, Natália; ORTEGA-HERNÁNDEZ, Javier. Organic walled microfossils in wet peperites from the early Cretaceous Paraná-Etendeka volcanism of Brazil. Scientific Reports, [S. l.], v. 14, art. 8963, p. 1-13, apr. 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-024-59353-8>.

DURAI SWAMI, Raymond A.; GADPALLU, Purva; SHAIKH, Tahira N.; CARDIN, Neha. Pahoehoe–a'a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. Journal of Asian Earth Sciences, [S. l.], v. 84, p. 146-159, apr. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2013.08.019>.

EBINGHAUS, Alena; HARTLEY, Adrian J.; JOLLEY, David W.; HOLE, Malcolm J.; MILLETT, John. Lava–Sediment Interaction and Drainage-System Development In A Large Igneous Province: Columbia River Flood Basalt Province, Washington State, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, [S. l.], v. 84, n. 11, p. 1041-1063, nov. 2014. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.85>.

EBINGHAUS, Alena; TAYLOR, Ross; BARKER, Aaron; HARTLEY, Adrian J.; JOLLEY, David W.; HOLE, Malcolm J. Development of inter-lava drainage systems in LIPs: The Columbia River Flood Basalt Province (U.S.A.) as a case study. Journal of Sedimentary Research, [S. l.], v. 90, n. 11, p. 1509-1534, nov. 2020. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.64>.

FAMELLI, Natália; LIMA, Evandro F.; CARMO, Ioná D. O. Lithostratigraphy of the Serra Geral Formation in the northern portion of the Paraná Magmatic Province: A tool for tracking Early Cretaceous paleoenvironmental changes. Journal of Volcanology and Geothermal

Research, [S. l.], v. 410, art. 107152, p. 1-21, feb. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107152>.

FERNANDES, Amélia João; MALDANER, Caroline H.; SOBRINHO, José Maria Azevedo; PRESSINOTTI, Maria Márcia Nogueira; WAHNFRIED, Ingo. Estratigrafia dos derrames de basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto-SP) baseada na geologia física, petrografia e geoquímica. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 10, n. 2, p. 73-99, oct. 2010.

FERNANDES, Amélia J.; MALDANER, Caroline H.; NEGRI, Francisco; ROULEAU, Alain; WAHNFRIED, Ingo D. Aspects of a conceptual groundwater flow model of the Serra Geral basalt aquifer (São Paulo, Brazil) from physical and structural geology data. *Hydrogeology Journal*, [S. l.], v. 24, n. 5, p. 1199-1212, aug. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1392-x>.

FERNANDES, Amélia João; NEGRI, Francisco de Assis; SOBRINHO, José Maria Azevedo; JANASI, Valdecir de Assis. Local geological sections and regional stratigraphy based on physical geology and chemical stratigraphy of the Serra Geral Group from Araraquara to Avaré, SP. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 119-136, sep. 2018.

FRANK, Heinrich Theodor; GOMES, Márcia Elisa Boscato. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 34, n. 2, p. 49-62. 2009.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *Journal of Petrology*, [S. l.], v. 36, n. 4, p. 1193-1227, aug. 1995.

GOMES, Allan Silva; VASCONCELOS, Paulo Marcos. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth-Science Reviews*, [S. l.], v. 220, art. 103716, p. 1-28, sep. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>.

GREGG, Tracy K. P. Patterns and processes: Subaerial lava flow morphologies: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 342, p. 3-15, aug. 2017. DOI:

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.04.022>.

GRIFFITHS, R. W. The Dynamics of Lava Flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Palo Alto, v. 32, p. 477-518, jan. 2000. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.32.1.477>.

GUILBAUD, Marie-Noëlle; SELF, Stephen; THORDARSON, Thorvaldur; BLAKE, Stephen. Morphology, surface structures, and emplacement of lavas produced by Laki, A.D. 1783–1784. In: MANGA, Michael; VENTURA, Guido (ed.). *Kinematics and Dynamics of Lava Flows*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 2005. p. 81-102. (GSA Special Paper, 396). DOI: <https://doi.org/10.1130/0-8137-2396-5.81>.

GUSÃO, João Pedro; JANASI, Valdecir de Assis; NEGRI, Francisco de Assis; FERNANDES, Amélia João; GUERRA, Júlia Taciro Mandacaru. Volcanic stratigraphy of the high-Ti basalt succession in the northern Paraná Magmatic Province based on geochemistry of detailed field sections in the Jaú-Barra Bonita region. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 54, n. 2, e20230036, p. 1-21, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889202420230036>.

HARRIS, A. J. L.; ROWLAND, S. K. Effusion rate controls on lava flow length and the role of heat loss: a review. In: THORDARSON, T.; SELF, S.; LARSEN, G.; ROWLAND, S. K.; HÖSKULDSSON, Á. (ed.). *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. Londres: Geological Society of London, 2009. p. 33-51. (Special Publications of IAVCEI, 2). DOI: <https://doi.org/10.1144/IAVCEI002.3>.

HORN, Benjamim Leonardo Darby; OLIVEIRA, Alisson Augusto; SIMÕES, Matheus Silva; BESSER, Marcello Luiz; ARAÚJO, Lilian Lustosa. *Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná: Mapa geológico. Escala 1:1.000.000*. Porto Alegre: SGB/CPRM, 2022.

IRVINE, Thomas Neil; BARAGAR, William Robert Arthur. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, [S. l.], v. 8, n. 5, p. 523-548, may 1971. DOI: <https://doi.org/10.1139/e71-055>.

JAKOBSSON, Sveinn P.; GUDMUNDSSON, Magnús T. Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland. *Jökull*, Reykjavík, v. 58, p. 179-196, 2008.

JANASI, Valdecir de Assis; FREITAS, Vivian Azor de; HEAMAN, Larry H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, [S. l.], v. 302, n. 1-2, p. 147-153, feb. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>.

JERRAM, Dougal A.; WIDDOWSON, Mike. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, [S. l.], v. 79, n. 3-4, p. 385-405, feb. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.009>.

JERRAM, Dougal A.; STOLLHOFEN, Harald. Lava–sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma–water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 114, n. 1-2, p. 231-249, may 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7).

SELF, Stephen; KESZTHELYI, Laszlo; THORDARSON, Thorvaldur. The Importance of Pāhoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Palo Alto, v. 26, p. 81-110, may 1998. DOI: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.81>.

KRISHNAMURTHY, P. The Deccan Volcanic Province (DVP), India: A Review (Part 1: Areal Extent and Distribution, Compositional Diversity, Flow Types and Sequences, Stratigraphic Correlations, Dyke Swarms and Sills, Petrography and Mineralogy). *Journal of the Geological Society of India*, Bangalore, v. 96, n. 1, p. 9-35, jul. 2020. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12594-020-1501-5>.

KURITANI, Takeshi; YOSHIDA, Takeyoshi; NAGAHASHI, Yoshitaka. Internal differentiation of Kutsugata lava flow from Rishiri Volcano, Japan: Processes and timescales of segregation structures' formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 195, n. 1, p. 57-68, 10 aug. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.06.003>.

LE BAS, Michael John; LE MAITRE, Roger Walter; STRECKEISEN, Albert; ZANETTIN, Bruno. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali–Silica Diagram. *Journal of Petrology*, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 745-750, jun. 1986. DOI: <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.

LE MAITRE, Roger Walter; STRECKEISEN, Albert; ZANETTIN, Bruno; LE BAS, Michael John; BONIN, Bernard; BATEMAN, Paul; BELLONI, P.; DUDEK, A.; EFREMOVA, S.; KELLER, Jorg; LAMEYRE, Jean; SABINE, P. A.; SCHMID, Rolf; SØRENSEN, Henning; WOOLLEY, Alan Robert. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p. DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.

LUCHETTI, Ana Carolina F.; GRAVLEY, Darren M.; GUALDA, Guilherme A. R.; NARDY, Antonio J. R. Textural evidence for high-grade ignimbrites formed by low-explosivity eruptions, Paraná Magmatic Province, southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 341, p. 342-353, jul. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.04.012>.

MACHADO, Fabio Braz; ROCHA-JÚNIOR, Eduardo Reis Viana; MARQUES, Leila Soares; NARDY, Antonio José Ranalli. Volcanological aspects of the northwest region of Paraná continental flood basalts (Brazil). *Solid Earth*, [S. l.], v. 6, n. 1, p. 227-241, feb. 2015. DOI: <https://doi.org/10.5194/se-6-227-2015>.

MACHADO, Fábio Braz; ROCHA-JÚNIOR, Eduardo Reis Viana; MARQUES, Leila Soares; NARDY, Antonio José Ranalli; MARTELETO, Natasha Sarde. Geochemistry of the Northern Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) Province: implications for regional chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 48, n. 2, p. 231-251, apr./jun. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180098>.

MACKENZIE, William Scott; DONALDSON, Colin Henry; GUILFORD, Chris. Atlas of igneous rocks and their textures. New York: John Wiley & Sons, 1982. 148 p.

MARTIN, Ulrike; NÉMETH, Károly. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 159, n. 1-3, p. 164-178, jan. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.010>.

MARTONI, Alessandro de Castro; LOPES, João; VALENTE, Sergio de Castro; MIRANDA, Arthur William de Almeida; CORVAL, Adriana. Lithofacies and geochemistry of the Urubici basalts in northern Paraná Magmatic Province. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 20., 2025, Búzios. Anais do XX Congresso Brasileiro de Geoquímica. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2025. ISBN: 978-65-80968-38-1.

MCDONOUGH, William Francis; SUN, Shen-su. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, [S. l.], v. 120, n. 3-4, p. 223-253, mar. 1995. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

MILANI, Edison José; MELO, José Henrique Gonçalves de; SOUZA, Paulo Alves de; FERNANDES, Luiz Alberto; FRANÇA, Almério Barros. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MILLETT, John M.; ROSSETTI, Lucas; BISCHOFF, Alan; ROSSETTI, Marcos; ROSENQVIST, Marija P.; AVSETH, Per; HOLE, Malcolm J.; PIERDOMINICI, Simona; HEALY, Dave; JERRAM, Dougal A.; PLANKE, Sverre. Lava flow-hosted reservoirs: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, Londres, v. 547, n. 1, p. 1-35, aug. 2024. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP547-2023-102>.

MITTAL, Tushar; RICHARDS, Mark A.; FENDLEY, Isabel M. The Magmatic Architecture of Continental Flood Basalts I: Observations From the Deccan Traps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, [S. l.], v. 126, n. 12, e2021JB021808, dec. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021JB021808>.

MITTAL, Tushar; RICHARDS, Mark A. The Magmatic Architecture of Continental Flood Basalts: 2. A New Conceptual Model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, [S. l.], v. 126, n. 12, e2021JB021807, dec. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2021JB021807>.

MOHR, Ingrid Müller; ROSSETTI, Lucas M.; SCHERER, Claiton M. S.; WAICHEL, Breno L.; SAVIAN, Jairo F.; BARRETO, Luiza F.; MARQUES, Leila S.; MACHADO, Fábio B. Volcanic architecture and geochemistry of the Torres Formation (Paraná Igneous Province): Understanding the onset of volcanism in Continental Flood Basalt Provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 470, art. 108501, p. 1-18, nov. 2025. DOI:

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2025.108501>.

MACHADO, Fábio Braz; NARDY, Antonio José Ranalli; MARQUES, Leila Soares; ROCHA-JÚNIOR, Eduardo Reis Viana. The role of the Trindade Mantle Plume in the genesis of the Paraná Continental Flood Basalts (PCFB), Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 50, n. 4, e20200003, p. 1-13, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020200003>.

MORAES, Lucia Castanheira de; SEER, Hildor José; MARQUES, Leila Soares. Geology, geochemistry and petrology of basalts from Paraná Continental Magmatic Province in the Araguari, Uberlândia, Uberaba and Sacramento regions, Minas Gerais state, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 48, n. 2, p. 253-273, apr./jun. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170091>.

DEL MOURO, Lucas; BECKER-KERBER, Bruno; JANASI, Valdecir de Assis; CARVALHO, Marcelo de Araújo; WAICHEL, Breno Leitão; LIMA, Evandro Fernandes de; ROSSETTI, Lucas de Magalhães May; CRUZ, Vinicius; SILVA, Mateus Souza; FAMELLI, Natália. Organic walled microfossils in wet peperites from the early Cretaceous Paraná-Etendeka volcanism of Brazil. *Scientific Reports*, [S. l.], v. 13, n. 1, art. 13735, aug. 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-023-42483-6>.

NARDY, Antonio José Ranalli; MACHADO, Fábio Braz; OLIVEIRA, Marcos Aurélio Farias de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, [S. l.], v. 38, n. 1, p. 52-61, mar. 2008

PEATE, David W.; HAWKESWORTH, Christopher John; MANTOVANI, Marta Silvia Maria. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, [S. l.], v. 55, n. 3, p. 119-139, oct. 1992. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00301125>

PEATE, David William. *Stratigraphy and Petrogenesis of the Parana Continental Flood Basalts, Southern Brazil*. 1985. 360 f. PhD Thesis – Open University, Milton Keynes, UK, 1985.

PEATE, David W. The Paraná-Etendeka Province. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, Washington, DC, v. 100, p. 217-245, 1997. DOI: <https://doi.org/10.1029/GM100p0217>.

PETRY, Karla; JERRAM, Dougal A.; ALMEIDA, Delia Del Pilar Montecinos de; ZERFASS, Henrique. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 159, n. 4, p. 313-325, feb. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.017>.

PICCIRILLO, Enzo Michele; BELLINI, Giuliano; CAVAZZINI, Giancarlo; COMIN-CHIARAMONTI, Piero; PETRINI, Riccardo; MELFI, Adolpho José; PINESE, José Paulo P.; ZANTADESCHI, Paolo; DE MIN, Angelo. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, [S. l.], v. 89, n. 1-2, p. 19-48, nov. 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90058-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90058-F).

POLO, Liza Angélica; JANASI, Valdecir de Assis. Vulcano-estratigrafia das rochas intermediárias a ácidas ao sul da Província Magmática Paraná, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 83-100, jun. 2014. DOI: <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020005>.

POLO, Lorene Aparecida; JANASI, Valdecir de Assis; GIORDANO, Daniele; LIMA, Evandro Fernandes de; CAÑON-TAPIA, Edgardo; ROVERATO, Matteo. Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Evidence for locally-fed lava flows and domes from detailed field work. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 345, p. 11-31, oct. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.007>.

ROSSETTI, Lucas; LIMA, Evandro Fernandes de; WAICHEL, Breno Leitão; HOLE, Malcolm J.; SIMÕES, Matheus Silva; SCHERER, Claiton Marlon dos Santos. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná Magmatic Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 355, p. 98-114, apr. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.

ROSSETTI, Lucas M. M.; MILLETT, John M.; ROSSETTI, Marcos M. M.; JERRAM, Dougal A.; PLANKE, Sverre; MILLETT, Catherine E.; MARINS, Gabriel Medeiros; SIMÕES, Matheus S.; MANTON, Ben; CARMO, Isabela de Oliveira; LIMA, Evandro F. de. Subsurface Geology of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province: Implications to Province Stratigraphy and CO₂ Storage. *Basin Research*, [S. l.], v. 37, n. 3, e70038, p. 1-24, may 2025. DOI: <https://doi.org/10.1111/bre.70038>.

SCHERER, Claiton Marlon dos Santos. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, [S. l.], v. 137, n. 1-2, p. 63-84, nov. 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00135-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00135-4).

SCHERER, Claiton Marlon dos Santos; REIS, Adriano Domingos dos; HORN, Bruno Ludovico Diniz; BERTOLINI, Gerson; LAVINA, Ernesto Luiz Correa; KIFUMBI, Cristovao; GOSO, César. The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: The Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, [S. l.], v. 240, p. 104397, may. 2023. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104397>.

SELF, Stephen; THORDARSON, Thorvaldur; KESZTHELYI, Laszlo; WALKER, George P. L.; HON, Ken; MURPHY, Mark T.; LONG, Philip; FINNEMORE, S. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. *Geophysical Research Letters*, [S. l.], v. 23, n. 19, p. 2689-2692, sep. 1996. DOI: <https://doi.org/10.1029/96GL02450>.

SELF, Stephen; THORDARSON, Thorvaldur; KESZTHELYI, Laszlo. Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 121, n. 1, p. 381-402, 1997.

SELF, Stephen; COFFIN, Millard F.; RAMPINO, Michael R.; WOLFF, John A. Large Igneous Provinces and Flood Basalt Volcanism. In: SIGURDSSON, Haraldur (ed.). *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2. ed. Amsterdam: Academic Press, 2015. p. 441-455. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00024-9>.

SHAN, Xuanlong; MU, Hansheng; LIU, Yuhu; LI, Ruilei; ZHU, Jianfeng; SHI, Yunqian; LENG, Qinglei; YI, Jian. Subaqueous volcanic eruptive facies, facies model and its reservoir significance in a continental lacustrine basin: A case from the Cretaceous in Chaganhua area of southern Songliao Basin, NE China. *Petroleum Exploration and Development*, [S. l.], v. 50, n. 4, p. 826-839, aug. 2023. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(23\)60431-8](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(23)60431-8).

SKILLING, Ian P.; WHITE, James D. L.; MCPHIE, Jocelyn. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 114, n. 1-2, p. 1-17, apr. 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5).

SMELLIE, John L.; WILCH, Thomas I.; ROCCHI, Sergio. ‘A’ā lava-fed deltas: A new reference tool in paleoenvironmental studies. *Geology*, [S. l.], v. 41, n. 4, p. 403-406, apr. 2013. DOI: <https://doi.org/10.1130/G33631.1>.

THOMPSON, Robert N. Primary basalts and magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S. l.], v. 45, n. 4, p. 317-341, dec. 1974. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00371750>.

THOMPSON, Robert N. Primary basalts and magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S. l.], v. 52, n. 3, p. 213-232, sep. 1975. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00457295>.
Vale, B. O., Valente, S. C., Miranda, A. W. A., Santos, A.C. Emplacement controls and lava feeding system of the low and high-TiO₂ basaltic fissural volcanism in the central Paraná Magmatic Province. In submission

VALORE, Lucas Albanese; LICHT, Otavio Augusto Boni; VASCONCELLOS, Eleonora Maria Gouvea; TITON, Bruno Guimarães. Hydrovolcanic eruptions of the Paraná Igneous Province: Insights from mafic volcanoclastic deposits in Sertanópolis, Paraná, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 435, art. 107759, p. 1-20, mar. 2023. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107759>.

WAICHEL, Breno Leitão; LIMA, Evandro Fernandes de; SOMMER, Carlos Augusto; LUBACHESKY, Romulo. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood Basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 159, n. 4, p. 343-354, jan. 2007. DOI:

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.009>.

WAICHEL, Breno L.; SCHERER, Claiton M. S.; FRANK, Heinrich T. Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [S. l.], v. 171, n. 1-2, p. 59-72, mar. 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.11.004>.

WALKER, George Patrick Leonard. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin Volcanologique*, Berlim, v. 35, n. 3, p. 579-590, sep. 1971. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02596829>.

WALKER, George Patrick Leonard. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin Volcanologique*, [S. l.], v. 35, n. 3, p. 579-590, sep. 1971. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02596829>

WALKER, George P. L. Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas: Their origin and potential as paleoslope indicators. *Geology*, [S. l.], v. 15, n. 1, p. 84-87, jan. 1987. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<84:PVIHBL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<84:PVIHBL>2.0.CO;2).

WARR, Laurence N. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, [S. l.], v. 85, n. 3, p. 291-320, jun. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

WHITE, J. D. L.; BRYAN, S. E.; ROSS, P.-S.; SELF, S.; THORDARSON, T. Physical volcanology of continental large igneous provinces: update and review. In: THORDARSON, T.; SELF, S.; LARSEN, G.; ROWLAND, S. K.; HOSKULDSSON, A. (ed.). *Studies in Volcanology: the legacy of George Walker*. London: Geological Society, 2009. p. 291-321. (Special Publications of IAVCEI, 2). DOI: <https://doi.org/10.1144/IAVCEI002.15>.

5 TRABALHOS FUTUROS

A partir da caracterização física e química da Formação Paranapanema realizada nesta dissertação, surgem novas frentes de investigação que permitem avançar na compreensão da evolução tridimensional e geoquímica deste vulcanismo. Um desdobramento consiste na elaboração da arquitetura de fácies 3D para a área de estudo. A litoestratigrafia detalhada e as associações de fácies de fluxos *simple* e *rubbly pahoehoe* estabelecidas neste trabalho servem

como o arcabouço para essa elaboração. A integração desses dados em um modelo tridimensional permitirá visualizar a geometria dos corpos de lava e a distribuição espacial das lavas, zonas brechadas e peperitos, refinando o entendimento sobre os mecanismos de colocação e a paleotopografia regional.

No campo da geoquímica, embora esta dissertação tenha utilizado com sucesso elementos maiores e traços para estabelecer a extensão lateral dos derrames e comparar as diferentes morfologias de lava, novos estudos podem aprofundar essas correlações. Sugere-se o uso de análises isotópicas como uma ferramenta para corroborar a comparação química feita entre as lavas Paranapanema. A assinatura isotópica poderá oferecer um novo nível de detalhamento para confirmar se as variações litogeoquímicas observadas nos fluxos e refletem de fato a evolução do sistema magmático e as condições do paleoambiente vulcano-sedimentar identificado na sequência, consolidando as hipóteses levantadas nesta pesquisa.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA F.F.M. Botucatu, a triassic desert of South America. In: INT. GEOL. CONGR., 19, Argel, 1953. Comptes Rendus , XIX Sessão, fasc.VII, p. 9-24. Argélia.

APPLEGARTH, L. J.; PINKERTON, H.; JAMES, M. R.; CALVARI, S. Lava flow superposition: The reactivation of flow units in compound 'a' flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 194, p. 100-106, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.05.001>.

ASSINE, Mario Luis; PIRANHA, Joseli Maria; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO-NETO, Virgínio; BARTORELLI, Andrea;

CARNEIRO, Celso Dal Ré; BRITO NEVES, Benjamim Bley de (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 77.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.; PACCA, I.G. & PICCIRILLO, E.M. Flood basalt to rhyolite suites in the Southern Paraná plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, v. 25, n. 3, p. 579–618, 1984b. DOI: 10.1093/petrology/25.3.579.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. & ROISENBERG, A. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, v. 150, n. 3, p. 273–306, 1984a.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, 72:1089-1106

BRYAN, S. E.; ERNST, R. E. Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, v. 86, n. 1-4, p. 175-202, 2007.

BRYAN, S. E.; FERRARI, L. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *GSA Bulletin*, v. 125, n. 7-8, p. 1053-1078, 2013.

BUSBY-SPERA, Cathy J.; WHITE, James D. L. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 765-775, 1987. DOI: 10.1007/BF01079827.

COFFIN, M.F. & ELDHOLM, O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, v. 32, n. 1, p. 1-36, 1994. DOI: 10.1029/93RG02508.

COFFIN, M.F. & ELDHOLM, O. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (Eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, n. 68, p. 17-30, 1992. DOI: 10.1144/GSL.SP.1992.068.01.02.

CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná basin. Problems in Brazilian Gondwana geology. Tradução. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1967. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/dc1a587f-99cf-4732-b395-72c1c21a2b34/1482296.pdf>.

COURTILLOT, V., JAUPART, C., MANIGHETTI, I., TAPPONNIER, P., and BESSE, J., 1999, On causal links between flood basalts and continental breakup: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 166, no. 3-4, p. 177-195, doi:10.1016/S0012-821X(98)00282-9.

COX, K.G. & HAWKESWORTH, C.J. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, v. 26, p. 355-377, 1985.

CRISP J., BALOGA, S. (1994) Influence of crystallization and entrainment of cooler material on the emplacement of basaltic aa lava flows. *J Geophys Res* 99(B6):11 819-11 831

DELANEY, P.T., 1982. Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. *J. Geophys. Res.* 87, 7739-7756.

DOYLE, M. G. Clast shape and textural associations in peperite as a guide to hydromagmatic interactions: Upper Permian basaltic and basaltic andesite examples from Kiama, Austrália. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 47, p. 167-177, 2000. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2000.00773

DURAI SWAMI, Raymond A.; BONDRE, Ninad R.; MANAGAVE, Shreyas. Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 822-836, 2008. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2008.07.005.

FAMELLI, N.; LIMA, E. F.; CARMO, I. D. O. Lithostratigraphy of the Serra Geral Formation in the northern portion of the Paraná-Etendeka Igneous Province: A tool for tracking Early Cretaceous paleoenvironmental changes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 410, p. 107-152, 2021.

GOMES, A.S. & VASCONCELOS, P. M.. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 251, n. 1-2, p. 1-17, 2006. Elsevier.

GOTO, Y., MCPHIE, J., 1996. A Miocene basanite peperitic dyke at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 111-120.

GUSÃO, João Pedro; JANASI, Valdecir de Assis; NEGRI, Francisco de Assis; FERNANDES, Amélia João; GUERRA, Júlia Taciro Mandacaru. Volcanic stratigraphy of the high-Ti basalt succession in the northern Paraná Magmatic Province based on geochemistry of detailed field sections in the Jaú-Barra Bonita region. *Brazilian Journal of Geology*, v. 54, n. 2, e20230036, 2024. DOI: 10.1590/2317-4889202420230036.

HANSON, R.E., WILSON, T.J.(1993) Large-scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54, 247-264.

HARRIS, A. J. L.; ROWLAND, S. K.; VILLENEUVE, N.; THORDARSON, T. Pāhoehoe, ‘a ‘ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. *Bulletin of Volcanology*, v. 79, p. 1-34, 2017.

HIBBARD, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*, Editora Macmillan Pub Co, 1a Edição. 608p.

HON, K.; KAUAHIKAUA, J.; DENLINGER, R.; MACKAY, K. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, [S. l.], v. 106, n. 3, p. 351-370, mar. 1994.

HORN, B. L. D.; OLIVEIRA, A. A; SIMÕES, M. S.; BESSER, M. L.; ARAÚJO, L. L. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná. Mapa geológico. Porto Alegre. SGB/CPRM. Escala 1: 1000000, 2022.

JANASI, V.A.; NEGRI, F.A.; MONTANHEIRO, T.J.; FREITAS, V.A.; ROCHA, B.C.; REIS, P.M. 2007. Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1):148-162. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007371148162>

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOLZFÖRSTER, F. & STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 393–418, 1999. DOI: 10.1016/S0264-3707(99)00018-6.

JERRAM, D.A. & STOLLHOFEN, H. Basin-scale architecture of deeply emplaced sill

complexes: Jameson Land, East Greenland. *Journal of the Geological Society*, v. 172, n. 3, p. 377-391, 2015.

JERRAM, D.A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In: Special Paper 362: Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America, p. 119–132, 2002. DOI: 10.1130/0-8137-2362-0.119.

JERRAM, Dougal A.; STOLLHOFEN, Harald. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, p. 231-249, 2002. DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00279-7.

KARROUM, Lalla Aicha; YOUNI, Nasreddine; MADEIRA, José; R'KHA CHAHAM, Khalid. Lava-sediment interaction and peperite formation. 21ème Colloque International des Bassins Sédimentaires, 27-30 abr. 2011, Fès, Marrocos.

KESZTHELYI, L. Classification of the mafic lava flows from ODP Leg 183. In: FREY, F. A.; COFFIN, M. F.; WALLACE, P. J.; QUILTY, P. G. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. v. 183, p. 1-28, 2002.

KESZTHELYI, L. The brecciated lava flows of the Kerguelen Plateau: what are they? *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, v. 8, p. S431, 2000. (Resumo)

KESZTHELYI, L.; DENLINGER, R. The initial cooling of pahoehoe flow lobes. *Bulletin of Volcanology*, v. 58, p. 5-18, 1996. DOI: 10.1007/s004450050121.

KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. Rubbly pahoehoe: a previously undescribed but widespread lava type transitional between a'a and pahoehoe. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 32, p. 7, 2000

LE BAS, M. J.; STRECKEISEN, A. L. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, v. 148, n. 5, p. 825-833, 1991.

LE MAITRE, R.W. 2002. *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Science*. Editora Cambridge University Press, 2ª Edição. 252p.

LICHT, O. B.; ARIOLI, E. A. A photographic atlas of the architecture, flow geometry and morphology, and facies of Serra Geral Group (Paraná Igneous Province) in the state of Paraná, Brazil. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 76, p. 1-69, 2020.

LICHT, O.B. & ARIOLI, E.E. A photographic atlas of the architecture, flow geometry and morphology, and facies of the Serra Geral Group (Paraná Igneous Province) in the state of Paraná, Brazil. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 76, p. 1-69, 2020. Universidade Federal do Paraná.

MACDONALD, G. A. Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, v. 251, n. 3, p. 169-191, 1953.

MACHADO, F. B.; ROCHA-JÚNIOR, E. R. V.; MARQUES, L. S.; NARDY, A. J. R.;

ZEZZO, L. V.; MARTELETO, N. S. Geochemistry of the Northern Paraná Continental Flood Basalt (PCFB) Province: implications for regional chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, n. 2, p. 177-199, 2018. DOI: 10.1590/2317-4889201820180098.

MACKENZIE, W. S., ADAMS, A. E., BRODIE, K. H. 2017. *Rocks and minerals in thin section: A colour atlas*. Editora CRC Press, 2a Edição. 242p.

MACKENZIE, W. S., GUILFORD, C. 1980. *Atlas of rock-forming minerals in thin section*. Editora Routledge, 1a Edição. 104p.

MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Editora Addison-Wesley Longman Ltd, 1a Edição. 160p.

MARSH, J. S.; EWART, A.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, v. 32, p. 465-486, 2001. DOI: 10.1007/s004450000115

MARTÍ, J.; GROPELLI, G. & BRUM DA SILVEIRA, A.. Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 357, p. 68-91, 2018. Elsevier.

MARTIN-BARAJAS, A.; STOCK, J.M.; LAYER, P.; HAUSBACK, B.; Renne, P.; and LOPEZ-MARTINEZ, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, no. 4, p. 407–424, doi:10.1130/0016-7606(1995)107<0407:ARTVIT>2.3.CO;2.

MCPHIE, J.; ORTH, K. Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation. *Proceedings of Pacrim '99*, Bali, Indonésia, p. 643-648, 1999.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; WHITTINGHAM, A.M. e 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*, v. 69, p. 137–157, DOI:10.1016/0377-0273(95)00040-2.

NICHOLS, Robert L. Flow-units in basalt. *The Journal of Geology*, v. 44, n. 5, p. 617-630, jul./ago. 1936. DOI: 10.1086/624482. Publicado por: The University of Chicago Press.
PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C.J. & MANTOVANI, M.S.M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, v. 100, p. 217-246, 1997.

PETERSON, Donald W.; TILLING, Robert I. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, p. 271-293, 1980. DOI: 10.1016/0377-0273(80)90033-5.

PETRY, Karla; JERRAM, Dougal A.; ALMEIDA, Delia del Pilar M. de; ZERFASS,

Henrique. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 159, p. 313-325, 2007. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.017.

PICCIRILLO, E. M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chemical Geology*, v. 75, p. 103-122, 1989. DOI: 10.1016/0009-2541(89)90023-5.

ROSENQVIST, Marija P.; MILLETT, John M.; PLANKE, Sverre; JOHANNESSEN, Rakul M.; PASSEY, Simon R.; SØRENSEN, Erik V.; VOSGERAU, Henrik; JAMTVEIT, Bjørn. The architecture of basalt reservoirs in the North Atlantic Igneous Province with implications for basalt carbon sequestration. *The Impacts of Igneous Systems on Sedimentary Basins and their Energy Resources*. Geological Society, London, Special Publications, v. 547, 2024. DOI: 10.1144/SP547-2023-96.

ROSSETTI, L.; LIMA, E.F.; WAICHEL, B.L.; HOLE, M.J.; SIMOES, M.S. & SCHERER, C.M. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 98-114, 2018.

SCHERER, C. M. S.; GOLDBERG, K. Palaeowind pattern during the latest Jurassic-earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 250, p. 89-100, 2007. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.02.018.

SCHERER, Claiton Marlon dos Santos; TOMAZELLI, Luis José; GOLDBERG, Karin. Construção, Acumulação e Preservação do Paleogeó Botucatu. In: IANNUZZI, Roberto; FRANTZ, José Carlos (orgs.). 50 anos de Geologia: Contribuições do Instituto de Geociências da UFRGS. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, 2007. p. 283.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, Th. The importance of pāhoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, n. 1, p. 81-110, 1998.

SELF, Stephen; THORDARSON, Thorvaldur; KESZTHELYI, Laszlo. Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. In: MAHONEY, John J.; COFFIN, Millard F. (ed.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 381-410, 1997.

SELF, S.; THORDARSON, Th.; KESZTHELYI, L.; WALKER, G.P.L.; HON, K.; MURPHY, M.T.; LONG, P.; FINNEMORE, S. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pāhoehoe lava flow fields. *Geophysical Research Letters*, v. 23, n. 19, p. 2689-2692, 1996.

SHETH, H. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Science Reviews*, v. 85, p. 117-124, 2007. DOI:

10.1016/j.earscirev.2007.07.005.

SKILLING, I. P.; WHITE, J. D. L.; McPHIE, J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, p. 1-17, 2002. DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00278-5.

SOARES, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:251-267.

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

THORDARSON, Thorvaldur. Volatile release and atmospheric effects of basaltic fissure eruptions. 1995. 580 f. PhD Thesis (Doctorate in Geology and Geophysics) – University of Hawaii at Manoa, Honolulu, 1995.

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

WENTWORTH, Chester K.; MACDONALD, Gordon A. Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. *Bulletin 994. U.S. Geological Survey*, 1953. p. 28-45. DOI: 10.3133/b994

WILMOTH, R. A.; WALKER, G. P. L. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 55, n. 1-2, p. 129-142, 1993.