



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ANTÔNIO MARCON BORGES

**Utilização dos métodos de anisotropia de suscetibilidade magnética e
modelagem tridimensional na interpretação de formações espeleológicas no
Grupo Serra Geral, Sul do Brasil**

Florianópolis – 2022

Antônio Marcon Borges

**Utilização dos métodos de anisotropia de suscetibilidade magnética e
modelagem tridimensional na interpretação de formações espeleológicas no
Grupo Serra Geral, Sul do Brasil**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia

Orientador: Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.

Florianópolis 2022

2022

Marcon Borges, Antônio

UTILIZAÇÃO DOS MÉTODOS DE ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE
MAGNÉTICA E MODELAGEM TRIDIMENSIONAL NA INTERPRETAÇÃO DE
FORMAÇÕES ESPELEOLÓGICAS NO GRUPO SERRA GERAL, SUL DO BRASIL
/ Antônio Marcon Borges ; orientador, Breno Leitão
Waichel, 2022.

97 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa
de Pós-Graduação em Geologia, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Anisotropia de Suscetibilidade
Magnética aplicada em tubos de lava do Grupo Serra Geral.
3. Espeleologia. 4. Fotogrametria e construção de modelos
3D. 5. Paleotocas. I. Leitão Waichel, Breno . II.
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós
Graduação em Geologia. III. Título.

Antônio Marcon Borges

Utilização dos métodos de anisotropia de suscetibilidade magnética e modelagem tridimensional na interpretação de formações espeleológicas no Grupo Serra Geral, Sul do Brasil

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado no dia 30 de setembro de 2022, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Carlos Augusto Sommer, Dr.
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Lucas Magalhães May Rosseti, Dr.
Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT)

Prof. Roberto Sacks de Campos, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.
Orientador

Florianópolis, 2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, familiares e amigos. À UFSC, aos coordenadores e professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia, especialmente o orientador desta pesquisa. À FAPESC pelo incentivo à pesquisa e fornecedora dos recursos financeiros por meio de bolsa nos dois anos do curso de mestrado.

RESUMO

A espeleologia é uma ciência dedicada ao estudo de toda e qualquer cavidade natural subterrânea penetrável, sejam elas cavernas, grutas, lapas ou tocas, considerando o processo de formação do ponto de vista geológico, paleontológicos, antropológicos e biológicos envolvidos nos variados tipos de formações espeleológicas. Nesta pesquisa foram abordadas duas gêneses distintas para essas feições que ocorrem na unidade geológica Grupo Serra Geral, são elas as paleotocas no município de São Joaquim/SC, e os tubos de lava no centro-oeste do estado do Paraná, município de Palmital. A primeira estrutura de origem relacionada a atividade biótica de animais pré-históricos, e a segunda originária dos mecanismos de fluxos durante os derrames de lava do Grupo Serra Geral. O método de modelagem em três dimensões através da fotogrametria foi utilizado nas paleotocas, já nos tubos de lava foi realizada a técnica da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) permitindo identificar a direção do fluxo das lavas, contribuindo no entendimento estratigráfico da sucessão dos derrames que compõe o Grupo Serra Geral.

Palavras-chave: Província Ígnea Paraná-Etendeka; Tubos de lava; Direção de fluxo; Paleotocas.

ABSTRACT

Speleology is the Science dedicated to the study of any penetrable subterranean natural cavity, whether caves or burrows, considering the formation process from a geological, paleontological anthropological and biological involved in the various types of speleological formations. In this research, two distinct gênesees for these features that occur in the Serra Geral Group were approached, they are the paleoburrows in São Joaquim city, and the lava tubes in the center-west of Paraná state, Brazil. The first structure of origin related to the biotic activity of prehistoric animals, and the second originated from the flow mechanisms during the lava flows that constitute the Serra Geral Group. The three-dimensional model method through photogrammetry was used to better the studied features, thereby attributing value to field data. The magnetic susceptibility anisotropy (MAS) was applied to the lava tubes found in the Palmital city region, Paraná state, allowing to infer the Direction of lava flux, contributing to the stratigraphic understanding of the succession of flows that constitutes the Serra Geral Group.

Keywords: Paraná-Etendeka Igneous Province; lava tubes; flow direction; paleoburrows.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Diagrama ilustrativo para o processo de formação de tubos de lava modificado de PETERSON et al, 1994. (A) à (C) croquis em planta esquematizando o avanço do fluxo sobre o substrato solidificado onde ocorre a formação do teto do novo derrame. (D) Derrame com fonte fora do canal recobrimdo a morfologia. (XA) à (XD) corte transversal do processo de formação do tubo de lava. 16

Figura 2 Croqui esquemático demonstrando a formação dos sistemas de tubos durante as erupções no Monte Etna entre 1991 e 1993. Fluxos ativos em cinza escuro, campos de lava em cinza claro e as linhas sólidas indicando o caminho principal dos principais tubos. De (A) até (G) desenvolvimento dos derrames e tubos anteriores a barragem de maio/92. De (H) até (L) Fluxos e tubos formados após o barramento. (M) primeiro sistema de tubos (N) segundo sistema de tubos. O grid possui 1km x 1km por quadrado. Modificado de CALVARI & PINKERTON (1998). . 17

Figura 3 Localização dos tubos de lava do GSG na região dentro oeste do Paraná. Modificado de WAICHEL et al., 2013. 18

Figura 4 Modelo tridimensional do tubo de lava Casa de Pedra. Modificado de WAICHEL et al., 2013. 19

Figura 5 Em (A) croqui frontal do afloramento Perau Branco. Em (B) vista do primeiro tubo. Em (C) vista dos tubos 3 e 4. Modificado de WAICHEL et al., 2013. 20

Figura 6 Modificado de HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982. Comportamento de substâncias de diferentes naturezas em campo magnético aplicado vs campo magnético não aplicado. 22

Figura 7 Elipsoide de suscetibilidade. Modificado de HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982. 23

Figura 8 Equipamentos para os procedimentos de amostragem. Modificado de Chadima, M., n.d.	24
Figura 9 Perfis de velocidade em secções paralelas ao fluxo, direcção X, em tubos de lava. Sentido do Strain é inverso em ambos os lados da linha sem strain (LNS). Modificado de MERLE 2000.	27
Figura 10 Exemplar da paleotoca “Caverna Teto de Coral” no Estado de Minas Gerais. (A) entrada da caverna. (B) salão central. (C) conduto da paleotoca. (D) porção final. Carmo et al., 2011	29
Figura 11 Exemplares das espécies escavadoras. (A) esqueleto de preguiça gigante (Nothrotherium). (B), esqueleto de tatu gigante (Pampatherium). De (C) a (F) reconstrução em desenhos das espécies. Buchmann et al., 2016.	30
Figura 12 Tipos de ranhuras provocadas pelo animal na escavação da paleotoca. (A) e (B) padrões lineares. (C) padrão concêntrico. Buchmann et al., 2009	31
Figura 13 Afloramento na Formação Serra Geral, abertura da paleotoca na porção basal, crotovina acima. Fonte: BUCHMANN et al., 2009.	32
Figura 14 Mapa de localização da área de estudo no contexto geográfico, no município de São Joaquim, Estado de Santa Catarina, sul do Brasil.	76
Figura 15 Imagem de satélite Google Earth, com a localização dos afloramentos na região de estudo.	77
Figura 16 Limite municipal e unidades geológicas da região de estudo. Afloramentos na unidade Fácies Palmas do Grupo Serra Geral.	78

- Figura 17 Visão geral do alforamento com as duas aberturas das paleotocas. Abertura 1 de menor dimensão, e abertura 2 abertura da paleotoca da qual gerou-se o modelo 3D.80
- Figura 18 (a) Abertura da paleotoca em meio ao derrame vulcânico. (b) interior da paleotoca a partir da abertura.81
- Figura 19 Segundo afloramento abrodado na região de estudo, pedreira em derrames vulcânicos ácidos. (a) visão geral do afloramento com a posição da paleotoca entre derrames. (b) Detalhe da abertura.....83
- Figura 20 Equipamentos utilizados no levantamento de dados e para a geração do modelo tridimensional pela técnica da fotogrametria.84
- Figura 21 Modelo tridimensional da paleotoca por nuvem de pontos. (a) visão lateral da morfologia. (b) visão frontal com a zona em branco logo após a abertura. (c) visão frontal.88
- Figura 22 Modelo 3D por superfície. (a) Visão frontal. (b) visão em planta.....89
- Figura 23 Modelo 3D. (a) Visão total da morfologia e indicação da secção. (b) Secção do interior da morfologia por nuvens de pontos. (c) Secção do interior da morfologia por superfície texturizada.90
- Figura 24 Modelo 3D da paleotoca em diferentes processamentos. (a) Tiled model solid, com o fechamento de alguma das zonas em branco. (b) Wireframe, triangulação entre pontos.91
- Figura 25 Tipos espeleológicos encontrados no Grupo Serra Geral, tubos de lava e paleotocas. (a) Tubo de lava na porção central do estado do Paraná em derrames

basálticos. (b) Modelo esquemático do tubo de lava. (c) Paleotoca de São Joaquim.
(d) Modelo 3D da paleotoca.93

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	12
2.	OBJETIVOS	13
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
3.1	PROVÍNCIA BASÁLTICA CONTINENTAL PARANÁ-ETENDEKA.....	13
3.1.1	GRUPO SERRA GERAL.....	14
3.2	TUBOS DE LAVA.....	15
3.3	PALEOMAGNETISMO	20
3.3.1	ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (ASM).....	20
3.3.2	ASM APLICADA A VULCANOLOGIA	24
3.3.3	ASM APLICADA A TUBOS DE LAVA.....	27
3.4	PALEOTOCAS.....	28
3.5	FOTOGRAMETRIA.....	33
4	ARTIGO SUBMETIDO AO <i>JOURNAL OF GEOPHYSICS RESEARCH – SOLID EARTH</i>	35
5	PARÁGRAFO DE INTEGRAÇÃO	74
6	ESTUDO PALEOTOCAS.....	75
6.1	INTRODUÇÃO	75
6.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	75
6.3	CONTEXTO GEOLÓGICO	77
6.4	DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS.....	79
6.5	MATERIAIS E MÉTODOS NA CONSTRUÇÃO DO MODELO TRIDIMENSIONAL PELA FOTOGRAMETRIA.....	84
6.6	RESULTADOS.....	87
6.7	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	91
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	94
	ANEXO I – CARTA DE CIÊNCIA DA SUBMISSÃO DO ARTIGO.....	97

1. INTRODUÇÃO

As Províncias Basálticas Continentais (PCB's) compõem importante registro da história evolutiva da Terra, sendo originárias de intensos eventos magmáticos e identificadas na forma de inúmeros derrames de lava em um período relativamente curto. Dentre exemplos pelo mundo, destaca-se a PCB Paraná-Entendeka, onde a porção brasileira é representada na Bacia do Paraná pelo Grupo Serra Geral (GSG) (ROSSETTI et al., 2018) composto por extensos campos de lava, majoritariamente basálticos. Os mecanismos geradores desses extensos derrames do ponto de vista geoquímico e morfológico são fundamentais para compreender o papel do vulcanismo no processo de abertura do Atlântico. Neste contexto, têm-se como importante componente morfológico dos sistemas eruptivos, os lobos e tubos vulcânicos, atuantes como canais que isolam o fluxo mantendo as condições para a continuidade do transporte de lava, tanto em derrames *pahoehoe* quanto *a'a'*, essas morfologias são comumente observadas em ambientes ativos como no Havaí, Itália, Islândia, mas raramente identificados em PCB's (CALVARI & PINKERTON, 1999).

Na região de Palmital, município no interior do estado do Paraná, Brasil, inúmeros exemplares dessas morfologias de fluxo foram identificados, destaque para os afloramentos “Casa de Pedra” e “Perau Branco”. Ambos apresentam inúmeras estruturas de lobos e dutos de derrames do tipo *pahoehoe*. Nestes afloramentos além das descrições de campo e petrografia, foi aplicada a técnica da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) com o intuito de identificar a direção de fluxo dos derrames através da análise dos minerais magnéticos. Serão abordadas também outras formações espeleológicas ao longo do GSG, que não se originam durante o extravasamento de lava, e sim da escavação de animais (bioerosão), as chamadas paleotocas, que podem ser encontradas também em sedimentos aluviais, rochas sedimentares, ou no manto de alteração de rochas metamórficas e ígneas (BUCHMANN et al., 2003). Nas paleotocas encontradas no município de São Joaquim, Santa Catarina, foi realizado a modelagem em três dimensões através da técnica de fotogrametria, resultando em um modelo 3D capaz

de fornecer dados quantitativos, além de servir como registro e documentação dinâmicas dessas importantes estruturas, tornando-se uma ferramenta de geoconservação e geodiversidade.

2. OBJETIVOS

- (i) Adquirir direções do paleofluxo de lavas em tubos, lobos e derrames basálticos maciços através da Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM), correlacionar os resultados no contexto da Bacia do Paraná e estimar possíveis áreas fontes.
- (ii) Modelar tridimensionalmente as estruturas espeleológicas das paleotocas, delimitar essas morfologias e aumentar o potencial de geoconservação e divulgação científica através das novas tecnologias.
- (iii) Comparar morfologicamente tubos e lobos de lavas com as paleotocas, evidenciar as diferenças entre esses dois tipos de estruturas espeleológicas presentes no Grupo Serra Geral.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 PROVÍNCIA BASÁLTICA CONTINENTAL PARANÁ-ETENDEKA

As Províncias Basálticas Continentais (PBC) são formadas por inúmeros derrames vulcânicos em um curto intervalo de tempo em ambiente continental, no mundo são alguns exemplos de PBC: Deccan, Columbia-River, Derrames Siberianos, Platô Etíope e Paraná-Etendeka. A PBC Paraná-Etendeka ocupa área de aproximadamente $1,3 \times 10^6$ nos continentes Sul-Americano e Africano, com gênese ligada a fragmentação do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior. O fato de serem grandes províncias ígneas emersas, as PBC's são amplamente estudadas e sua morfologia juntamente com as características estruturais dos derrames são fundamentais na descrição da dinâmica de fluxo das lavas e possíveis condições climáticas relacionadas. (WAICHEL, 2006).

3.1.1 GRUPO SERRA GERAL

Sendo possivelmente a maior manifestação ígnea não oceânica durante o Fanerozoico e constituinte marcante da crosta continental, os eventos magmáticos da PBC do Paraná-Etendeka estão vinculados à campos tensoriais e forças endógenas que resultaram na separação do Gondwana, formando espessas coberturas de lava que em alguns pontos se aproximam dos 2000 m de espessura (MILANI et al., 2007). Além dos tradicionais derrames, está presente na forma de numerosas soleiras, e grandes enxames de diques, onde os três grupos principais são representados pelo Arco de Ponta Grossa (PR), de Florianópolis (SC) e da Serra do Mar (SP) (ALMEIDA; CARNEIRO; BARTORELLI, 2012).

Em termos estratigráficos compõem a Supersequência Gondwana III (jurocretáceo) no topo da Bacia do Paraná, que abrange o intervalo do registro em que se colocam os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e o magmatismo do GSG (MILANI et al., 2007). Juntamente da Supersequência Gondwana III, outras cinco unidades de segunda ordem completam o registro estratigráfico na Bacia, sendo eles: Supersequência Rio Ivaí (Ordo-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Triássico), Supersequência Gondwana II (Triássico,) e Supersequência Bauru (cretáceo) (MILANI 2004; 2007).

O Grupo Serra Geral (GSG) é uma classificação mais recente para Formação Serra Geral denominada por Gordon (1947), considerando as diferenças na estrutura, fluxo interno e arquitetura do pacote vulcânico expostos na sinclinal de Torres, região sul do Brasil (ROSSETI, 2018). Outra subdivisão ocorre conforme a composição geoquímica em magmas tipo, onde ao sul da província a sucessão de lavas basálticas de baixo Titânio (Ti) ($Ti/Y < 310$) são denominadas de magma tipo Gramado e Esmeralda, sobreposta por dacitos e riolitos Palmas. Basaltos de alto Ti são subdivididos em magma tipo Urubici, Pitanga, Paranapamena e Ribeira. O magma tipo Urubici ocupa pequena parte ao longo das escarpas formadas pelas sequencias de lava no sul do Brasil, sendo contemporâneo e intercalando-se com o magma tipo Gramado (PEATE et al., 1999).

Os tubos de lava estão inseridos no Grupo Serra Geral nas unidades basálticas dos magmas tipos alto Ti, porção central da PBC no estado do Paraná. Já

as paleotocas estão situadas nas unidades ácidas do GSG, correspondentes ao dacitos e riolitos Palmas na região sul do estado de Santa Catarina.

3.2 TUBOS DE LAVA

Tubos e lobos vulcânicos são importantes componentes dos sistemas eruptivos, atuantes como canais que isolam o fluxo mantendo as condições para a continuidade do transporte de lava, comumente observados em ambientes ativos como no Havaí, Itália, Islândia, mas raramente identificados em Províncias Basálticas Continentais (CALVARI & PINKERTON,1999). Os primeiros estudos dessas estruturas foram elaborados a partir da observação dos sistemas vulcânicos ativos no Hawaii, a formação dos tubos de lava envolve três características principais: taxas moderadas de efusão, derrames ativos por dois ou mais dias, e a viscosidade da lava. A construção do teto no canal de lava e a consequente formação do tubo de lava (fig.1) ocorre pela maneira em que ocorre o resfriamento e solidificação do derrame. O fluxo em contato com a superfície que acomoda os derrames torna a base cada vez mais viscosa até que se solidifica, isolando a parte ainda fluida da crosta externa consideravelmente mais fria, à medida que os limites laterais do derrame também resfriam em taxas mais rápidas que o centro, crescem até o momento em que se unem acima do próprio derrame formando o teto e isolando o fluxo, diferentemente dos lobos que estão relacionados com o cessar do avanço preservando a forma, ambas morfologias podem ocorrer em diversas direções durante o espalhamento. (GRELLEY, 1987; PETERSON, et al., 1994).

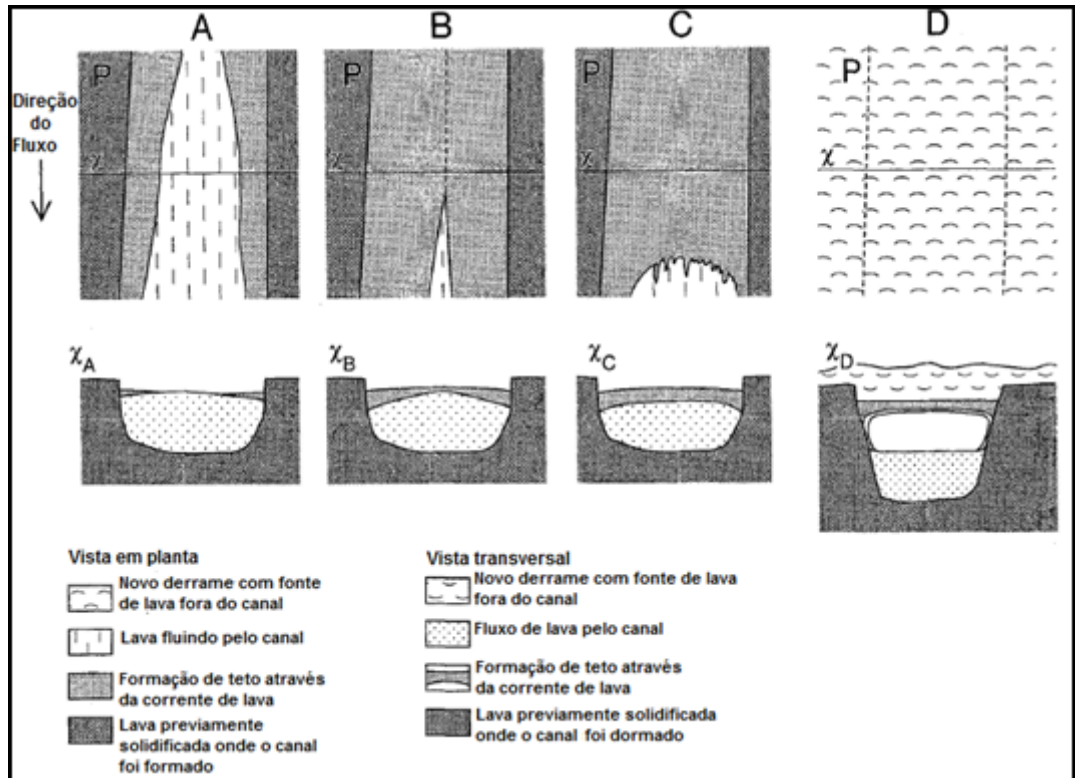


Figura 1 - Diagrama ilustrativo para o processo de formação de tubos de lava modificado de PETERSON et al, 1994. (A) à (C) croquis esquemáticos em planta mostrando o avanço da lava sobre o substrato solidificado onde ocorre a formação do teto do novo derrame. (D) Derrame com fonte fora do canal recobrendo a morfologia. (XA) à (XD) corte transversal do processo de formação do tubo de lava.

A abordagem feita por CALVARI & PINKERTON (1998) demonstra a importância dessas morfologias durante a evolução da atividade vulcânica. O mapeamento de detalhe realizado durante as erupções do Monte Etna – Itália, revelam a interação estreita entre aberturas, lobos, tubos de lava e a fonte de lava. Os autores atribuíram ao sistema de tubos de lava importantes componentes prolongadores dos campos de lava, ocorrendo não somente nos derrames tipo *pahoehoe*, mas também nos derrames do tipo *a'a*.

A formação inicial da rede de tubos nas erupções entre os anos de 1991 e 1993 (fig. 2) foi um processo descontínuo nos quais os fluxos de lava ocorreram por mais de quatro dias. As aberturas nas margens dos campos de lava permitiram manter este fluxo em uma taxa contínua.

A taxa de efusão controla o tamanho do tubo e a inclinação da encosta controla os mecanismos e a velocidade em que o tubo será formado, em zonas de

baixa inclinação tubos de lava são formados mais rapidamente, onde a inflação do derrame e as aberturas desempenham papel fundamental na formação do sistema.

Neste período, foi possível identificar dois sistemas de tubos principais, o primeiro formado poucos dias após o começo da erupção, seguindo principalmente o caminho por canais em fluxo arterial, já o segundo sistema formou-se seis meses depois com novos fluxos que foram alimentados das erupções que seguiram por fissuras pelo sentido de uma divisão artificial realizada para barrar o primeiro avanço das lavas (primeiro sistema de tubos - CALVARI & PINKERTON, 1998).

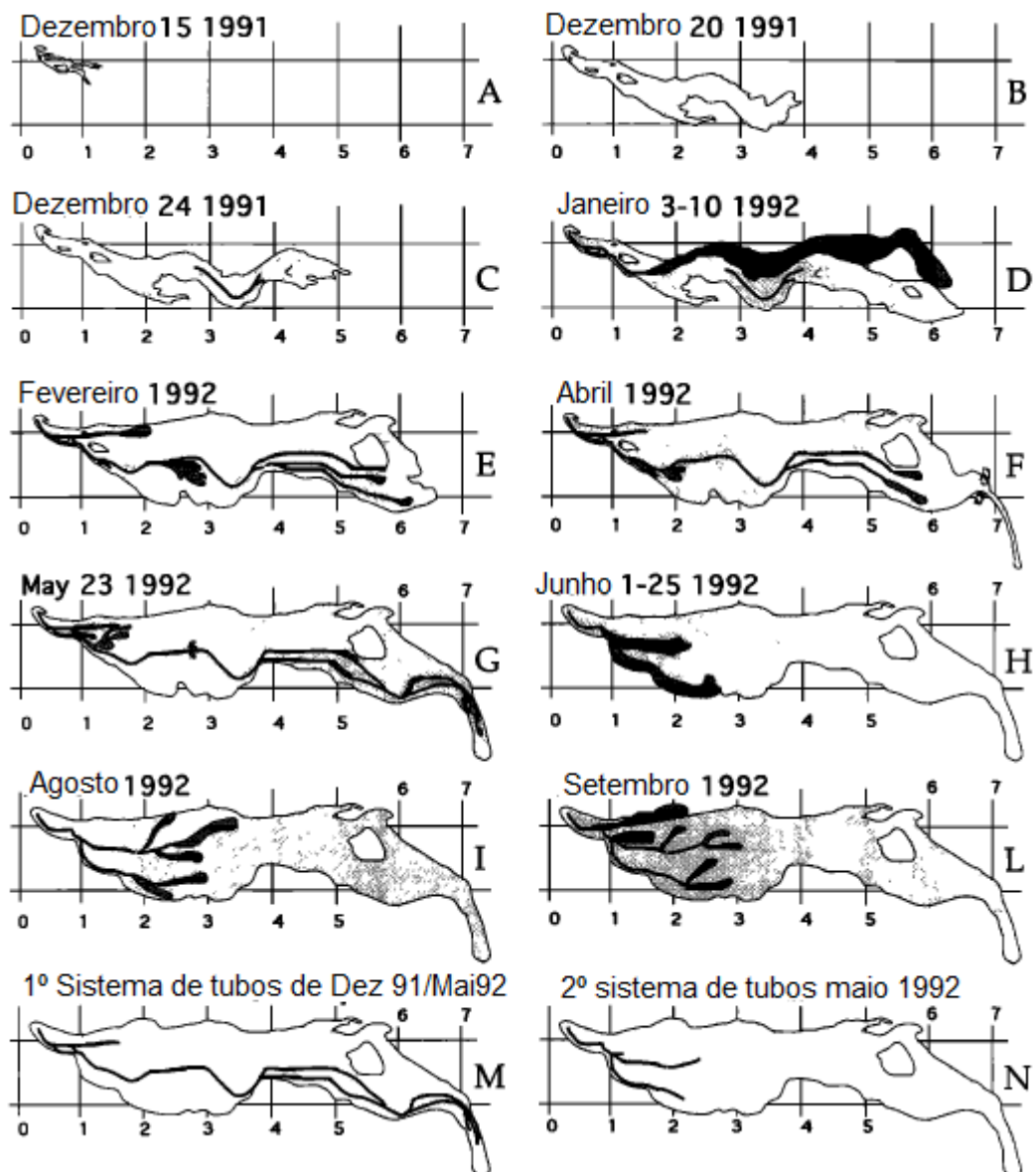


Figura 2 Croqui esquemático demonstrando a formação dos sistemas de tubos durante as erupções no Monte Etna entre 1991 e 1993. Fluxos ativos em cinza escuro, campos de lava em cinza claro e as linhas sólidas indicando o caminho principal dos principais tubos. De (A) até (G) desenvolvimento dos

derrames e tubos anteriores a barragem de maio/92. De (H) até (L) Fluxos e tubos formados após o barramento. (M) primeiro sistema de tubos (N) segundo sistema de tubos. O grid possui 1km x 1km por quadrado. Modificado de CALVARI & PINKERTON (1998).

Algumas destas estruturas vulcânicas foram identificadas por WAICHEL et al., 2013 em derrames do tipo *pahoehoe* no Grupo Serra Geral na região centro-oeste do estado do Paraná, Brasil. Primeiramente nesta região foram estudadas duas localidades contendo complexas morfologias de sistemas vulcânicos, são os afloramentos denominados Casa de Pedra e Perau Branco (Figura 3).

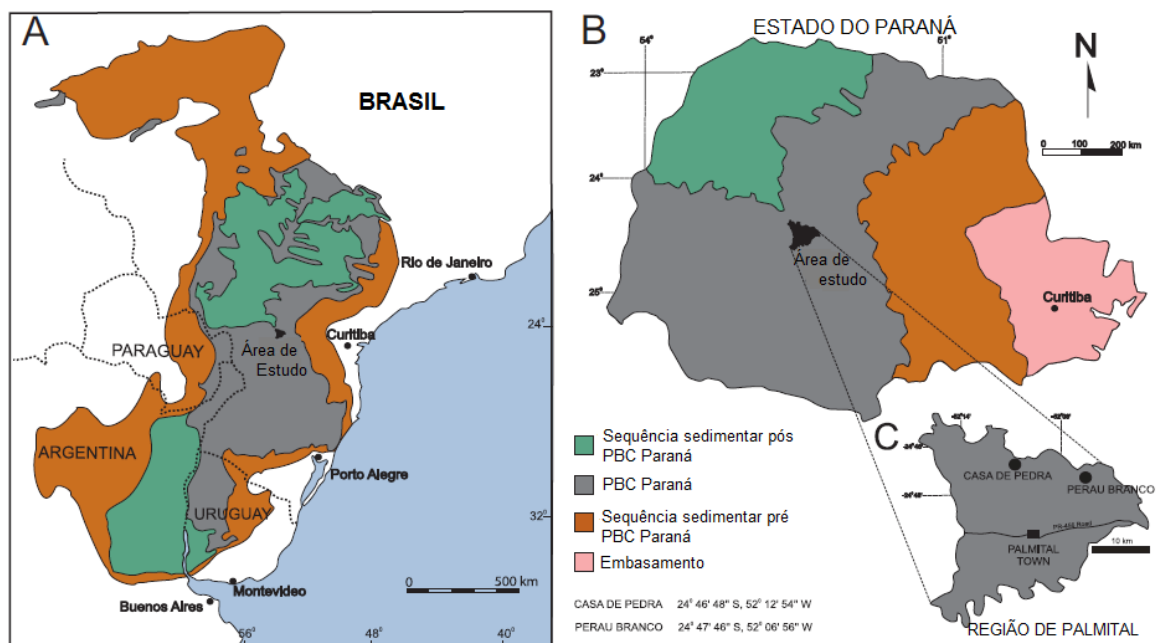


Figura 3 Localização dos tubos de lava do GSG na região dentro oeste do Paraná. Modificado de WAICHEL et al., (2013).

Os dois afloramentos são compostos por lavas do tipo *pahoehoe* contendo inúmeros lobos e derrames, estes derrames possuem mais de 5m de espessura e a tradicional arquitetura interna de fácies vulcânica: crosta superior vesiculada, núcleo maciço, e fina camada inferior também vesiculada. A chamada Casa de Pedra é uma caverna com duas câmaras principais semiesféricas, chegando aproximadamente aos 10m de comprimento e 4m de altura com reentrâncias elipsoidais formadas por lobos menores, é a maior formação espeleológica ligada a tubos de lava identificada na região. Nestes tubos, infere-se através da morfologia preservada a direção geral do fluxo de lava para sudoeste (fig. 4) (WAICHEL et al., 2013).

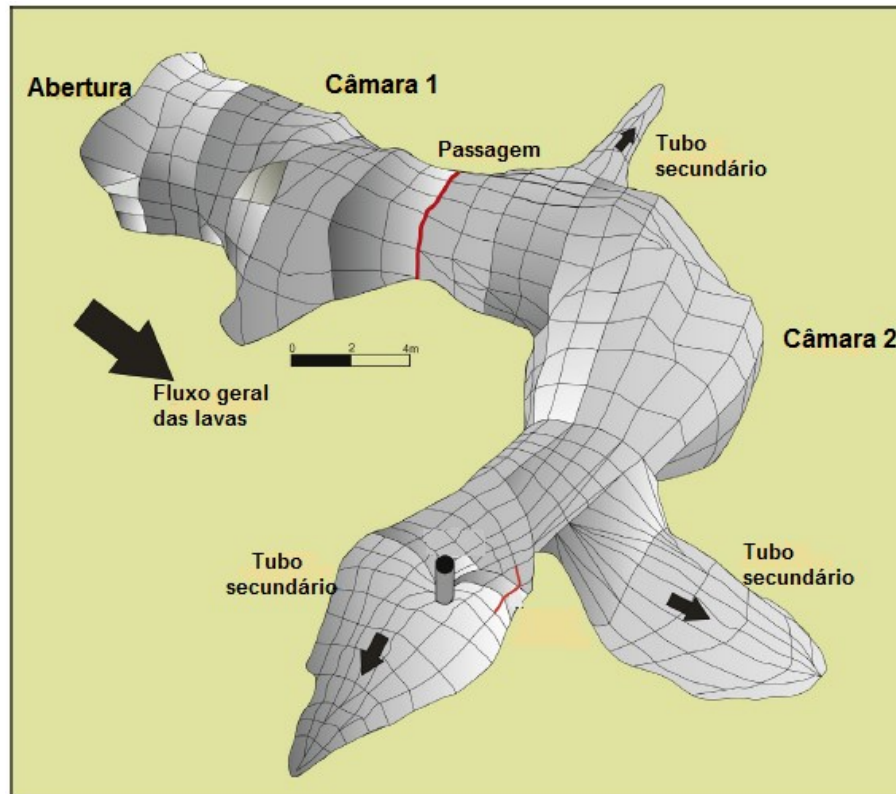


Figura 4 Modelo tridimensional do tubo de lava Casa de Pedra. Modificado de WAICHEL et al., (2013).

O afloramento Perau Branco é um paredão rochoso contendo cinco tubos de lava em formato elipsoidal expostos na parte basal do penhasco em um derrame do tipo *pahoehoe* com 4m de espessura. Acima deste há um derrame maciço e ao todo esta exposição possui aproximadamente 16m de altura e 120m de largura. (fig. 5).

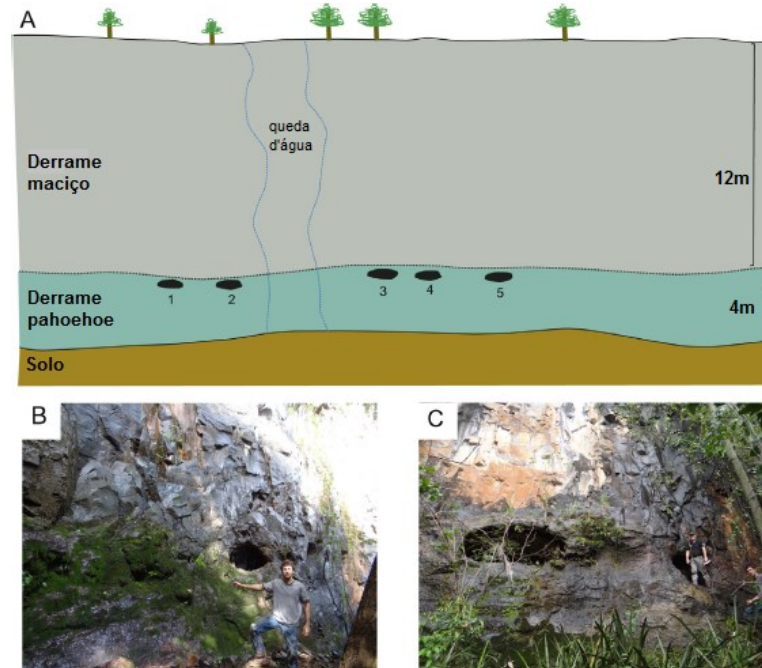


Figura 5 Em (A) croqui frontal do afloramento Perau Branco. Em (B) vista do primeiro tubo. Em (C) vista dos tubos 3 e 4. Modificado de WAICHEL et al., (2013).

3.3 PALEOMAGNETISMO

O paleomagnetismo é uma das primeiras áreas da geofísica e se dedica ao estudo das propriedades magnéticas das rochas, este método tem aplicações em variados campos da ciência, como geotectônica, vulcanologia, paleoceanografia, paleontologia e sedimentologia. Tais aplicações ocorrem pela correlação entre as propriedades magnéticas da rocha e o campo magnético terrestre, este gerado pelas correntes de convecção do núcleo externo da Terra composto de Ferro, Níquel e algum outro componente mais leve desconhecido. Assim como o campo gravitacional, o campo magnético da Terra não é visto ou sentido, sua existência é analisada pelo efeito causado em materiais que possuem magnetização, como metais, minerais e rochas magnéticas, ou objetos que tenham sido acometidos por correntes elétricas obtendo uma magnetização temporária (TAUXE, 2020).

3.3.1 ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (ASM)

A anisotropia de suscetibilidade magnética identifica a orientação principal dos minerais magnéticos, utilizando a trama mineral para a análise da anisotropia do elipsoide magnético, suas características de distribuição axial na escala local, o tipo

de arranjo magnético e o ângulo de imbricação entre a foliação magnética e a superfície de colocação. Dois mecanismos principais controlam a anisotropia magnética das rochas, primeiramente o alinhamento dos minerais com anisotropia magnetocristalina, e a forma do alinhamento dos minerais ferromagnéticos (HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982)..

As propriedades magnéticas surgem dos movimentos das partículas que possuem carga elétrica, assim, um elétron tem uma magnetização que está associada ao seu spin axial e outra ao seu movimento orbital em torno do núcleo. Isso significa que todos os materiais possuem magnetização em temperatura superior ao zero absoluto (0K). Quando um campo magnético é aplicado a qualquer substância em que as camadas de elétrons estão completas o elétron gira e produz uma magnetização na direção oposta à do campo aplicado, mas tais alinhamentos são perdidos assim que o campo externo de magnetização é removido, estes materiais são denominados diamagnéticos (HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982)..

As substâncias cujas camadas de elétrons estão incompletas, são descritas como paramagnéticas, onde em um campo aplicado, seu spin de elétron fornece um momento magnético que tem a mesma direção que o campo aplicado. A figura 6 ilustra diferentes formas de magnetização, onde a flecha branca ilustra a magnetização que a substância adquire quando submetida ao campo magnético representado pela flecha preta (direção do campo). Substâncias diamagnéticas adquirem magnetização na direção oposta do campo magnético já as paramagnéticas adquirem na mesma direção do campo, e ambas assumem direções aleatórias quando o campo magnético é retirado. As substâncias ferromagnéticas retêm a direção do campo magnético mesmo quando este é removido e comportam-se como paramagnéticas quando submetidas acima da temperatura de Néel (ou temperatura de Curie). Substâncias ferromagnéticas (s.s) adquirem e mantêm forte magnetização. Os alinhamentos magnéticos dos materiais antiferromagnéticos são exatamente antiparalelos e a maioria dos efeitos paramagnéticos são competentemente dominados por esses campos internos muito fortes; tais materiais não têm campos magnéticos externos após a remoção do campo aplicado. Os alinhamentos em materiais ferromagnéticos são antiparalelos, mas não exatamente da mesma magnitude, de modo que retêm uma magnetização externa mais fraca do que um material ferromagnético (s.s) após o campo aplicado ser removido (HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982).

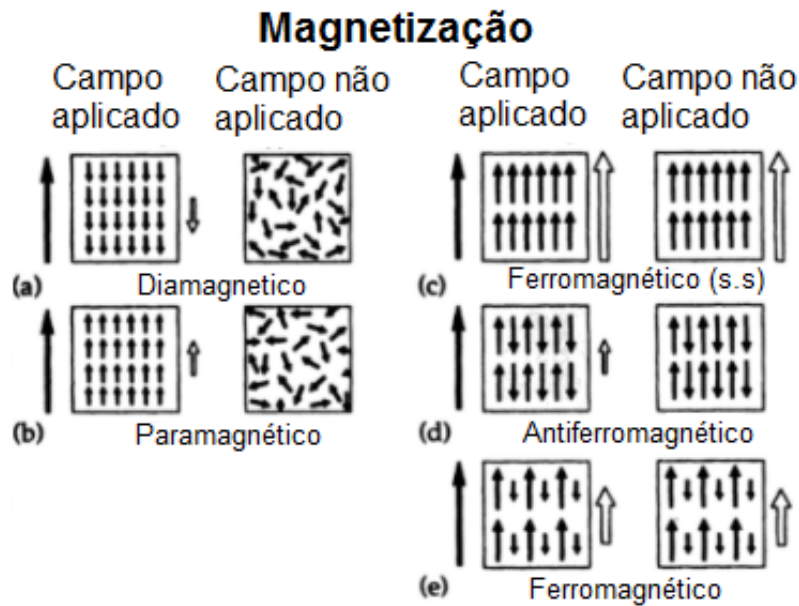


Figura 6 - Comportamento de substâncias de diferentes naturezas em campo magnético aplicado vs campo magnético não aplicado (Modificado de HROUDA, F; TARLING, D, H. 1982).

Conhecer a composição dos minerais formadores de rocha e suas características de anisotropia magnética permite determinar a distribuição espacial dos grãos e a inferência dos processos geológicos. Uma orientação preferencial de distribuição dos minerais é de fato típica de quase todos os tipos de rocha e se desenvolve durante vários processos geológicos, como fluxo de água em sedimentos, fluxo de magma, deformação dúctil em rochas metamórficas e até deformação incipiente em matriz argilosa paramagnética e sedimentos de granulação fina indeformados (GUBBINS; HERRERO-BERVERA, 2007).

Todos os materiais são "suscetíveis" a se tornarem magnetizados na presença de um campo magnético aplicado, e a susceptibilidade magnética descreve esta magnetização transitória dentro de uma amostra deste material. Se o campo magnético for relativamente fraco, a magnetização da rocha é uma função linear da intensidade deste campo, podemos escrever na seguinte forma:

$$M_1 = k_{11} H_1 + k_{12} H_2 + k_{13} H_3$$

$$M_2 = k_{21} H_1 + k_{22} H_2 + k_{23} H_3$$

$$M_3 = k_{31} H_1 + k_{32} H_2 + k_{33} H_3$$

onde M_i ($i= 1, 2, 3$) são os componentes do vetor de magnetização no sistema de coordenadas cartesianas, H_j ($j=1, 2, 3$) os componentes do vetor de intensidade do campo magnético, e o conjunto das constantes k_{ij} corresponde ao tensor simétrico de segunda ordem, chamado de tensor de suscetibilidade. Geralmente os tensores de suscetibilidade possuem valor diferente de zero, porém quando no sistema cartesiano as posições não-diagonais dos tensores de suscetibilidade são zero a equação muda para:

$$M_1 = k_{11} H_1$$

$$M_2 = k_{22} H_2$$

$$M_3 = k_{33} H_3$$

os componentes k_{11} , k_{22} , k_{33} representam a suscetibilidade principal e sua direção principal, normalmente as suscetibilidades são referidas como a máxima, intermediária e mínima respectivamente (GUBBINS, HERRERO-BERVERA, 2007). Quando identificados as direções magnéticas principais (k_1 , k_2 e k_3), estas são demonstradas no elipsoide de suscetibilidade. A anisotropia de determinada amostra é disposta no elipsoide geralmente dentro de um sistema de coordenadas cartesianas em três eixos ortogonais que correspondem ao k máximo, k intermediário e k mínimo (fig. 7) (HROUDA e TARLING, 1982).

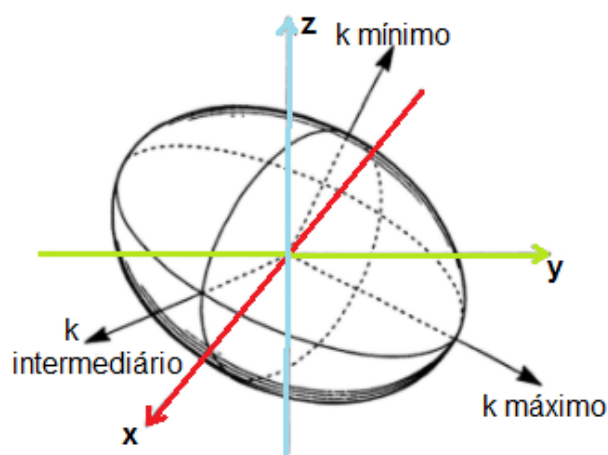


Figura 7 - Elipsoide de suscetibilidade. Modificado de HROUDA e TARLING (1982).

A amostragem para análise da anisotropia magnética é feita através da extração de pequenos testemunhos rochosos obtidos com uso de perfuratriz a

motor, estes testemunhos medem geralmente 2cm de diâmetro e 10cm de comprimento. A orientação das amostras é feita por uma bússola especial disposta na mesma posição dos furos, capaz de medir direção, mergulho e azimute, além de possuir pino para orientação solar em casos de rochas com alto teor de minerais magnéticos que podem interferir na direção das medidas (fig. 8).

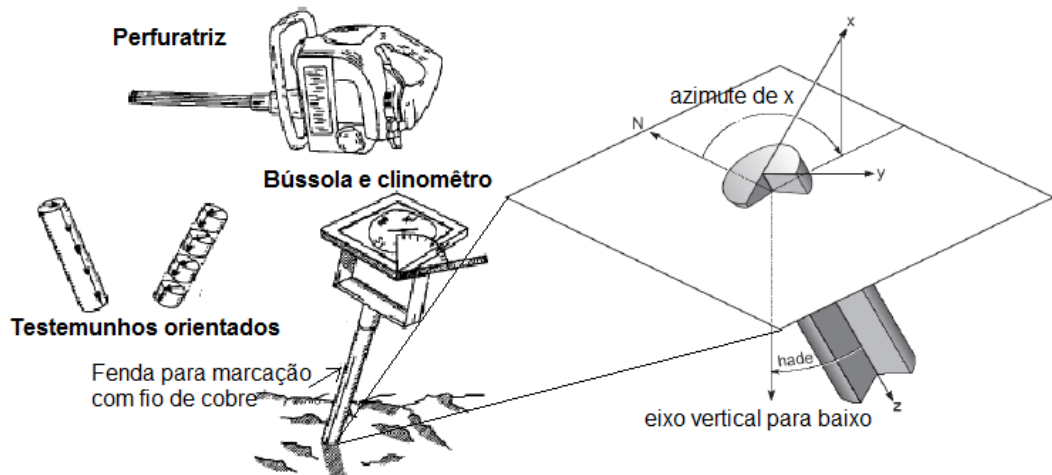


Figura 8 - Equipamentos para os procedimentos de amostragem. Modificado de Chadima, M., n.d.

Com as amostras devidamente orientadas, encaminha-se aos laboratórios de paleomagnetismo para que sejam feitas as leituras das tensões de suscetibilidade magnética com auxílio de equipamentos como magnetômetro, susceptímetro além de softwares especializados, resultando no elipsoide de suscetibilidade e outros dados afins.

3.3.2 ASM APLICADA A VULCANOLOGIA

A utilização da anisotropia de suscetibilidade magnética em rochas vulcânicas permite uma série de implicações como determinação das direções dos fluxos das lavas onde em determinados contextos é fundamental para a reconstrução da paleogeografia e evolução tectônica, em intrusões mapeando o modo de colocação de diques (DEFRATES et al., 2006), aplicada a estrutura interna dos derrames evidenciando os mecanismos de fluxo (CAÑÓN-TAPIA & COE, 2002), entre outras valências.

Quando associada ao estudo de diques por exemplo, a ASM pode auxiliar na elucidação de complexas configurações estruturais, como no caso da formação *Heart Mountain*, localizada no estado de Wyoming EUA, onde foram propostos alguns modelos de evolução estrutural e colocação das camadas. DEFRATES et, al (2006) concluiu com as direções do Kmáx o sentido vertical das rochas vulcânicas e portanto que o modelo mais provável é da colocação dos diques em período curto de tempo antes da formação da camada superior, e anterior aos eventos tectônicos. Sendo assim, contrapondo outros modelos que admitiam a colocação dos diques após a formação das camadas superiores por uma superfície de falha, ou que os diques fariam parte de uma camada superior alóctone, modelo dificilmente explicado tectonicamente.

Alguns estudos utilizaram da técnica de ASM na caracterização interna dos derrames e seu empilhamento, (CAÑÓN-TAPIA & COE 2002) selecionaram as boas exposições de derrames vulcânicos de Birkett, no rio Colúmbia na América do Norte para junto da suscetibilidade magnética elucidar os mecanismos de colocação e a estruturação destes derrames. Primeiramente, foram definidas as espessuras das camadas relacionando as evidências visuais, quando se analisa em escala de dezenas de metros, com as regiões onde os valores médios de suscetibilidade foram semelhantes, determinando uma espessura fixa. Também a partir dos dados ASM foi elaborado um modelo de colocação semelhante ao que ocorre no Havaí, com vários pulsos de lava, típico de um fluido que se move entre duas paredes estacionárias uma vez que o grau de anisotropia demonstrou-se diferente na análise do perfil de velocidade parabólica a medida que há o resfriamento. Este perfil anisotrópico é diferente a cada pulso que ocorre entre o derrame anterior já resfriado. CAÑÓN-TAPIA & COE (2002) estimam que cada pulso de lava engrossou o fluxo em média 1 m, embora a espessura do novo fluxo possa ter variado entre 0,5 e 4 m. Segundo os autores o tamanho dessas camadas é condizente com os aportes de lava responsáveis pela inflação dos derrames *pahoehoe* no Havaí.

Caracterizar os derremes do ponto de vista morfológico é determinante na classificação dos tipos existentes e no entendimento de colocação das lavas. Um estudo de caso realizado em duas ilhas Havaianas com análises de 22 derrames basálticos sobre diferentes encostas, sendo eles *pahoehoe* do tipo S, *pahoehoe*, do tipo P, derrames “pasta de dente” e derrames a’a’. Constatou-se diferenças

consideráveis nas variadas morfologias dos derrames quanto aos parâmetros da ASM, como grau de anisotropia, suscetibilidade principal e trama magnética. A análise desses parâmetros pode contribuir para a análise dos processos que ocorrem durante o fluxo, as diferenças na suscetibilidade magnética sugerem que o resfriamento dos derrames a'a é diferente dos pahoehoe tipo P, e estes diferentes dos derrames *pahoehoe* tipo S. A variação no grau de anisotropia entre morfologias é consistente com a visão de que os derrames a'a são em geral mais cisalhados do que *pahoehoe*, e os resultados combinados da trama magnética e direções principais de suscetibilidades sugerem que as partes internas das unidades *pahoehoe* tenham um registro de deformação diferente do que ocorre nas crostas superior e inferior, o que sugere a inflação do derrame. Todas essas informações sugerem que em derrames a'a a lava continua fluindo até atingir alta viscosidade; qualquer trama induzida possui, portanto, maior probabilidade de permanecer inalterada. Já os derrames pahoehoe, torna-se estático quando a lava ainda tem uma baixa viscosidade, e então a trama induzida tem maior probabilidade de ser quebrada. As direções principais de suscetibilidade também podem ser usadas para localizar zonas de máxima velocidade no interior das lavas, bem como inferir a direção do movimento (CAÑÓN-TAPIA; WALKER; HERRERO-BERVERA. 1997).

Na província basáltica Paraná-Etendeka CAÑÓN-TAPIA & RAPOSO (2018) analisaram exposições de rochas vulcânicas em afloramentos de pedreira na localidade de São Marcos, estado do Rio Grande do Sul. Neste afloramento de pedreira as características da rocha, com faixas de cores diferentes verticais e onduladas levam a crer que foram ocasionadas pela deformação plástica durante o fluxo de lava, e devido a orientação trata-se como um conduto vulcânico. Comungando as abordagens geológicas de campo com os sítios paleomagnéticos de ASM, os autores indicam a presença de condições especiais de colocação para boa parte desses depósitos, comparando os dados amostrados dessa zona vertical com outras porções adjacentes, as características dos derrames são de natureza compatível com a do conduto. Esta interpretação também é compatível com evidências de outras fontes que sugerem a presença de condutos na região, responsáveis pela colocação dos produtos vulcânicos da província Paraná-Etendeka nesta parte do Brasil. Outro fato resultante desta pesquisa é a sugestão de estudos de detalhe, pois a associação das técnicas contribui para o entendimento do

mecanismo de fluxo responsável pela colocação de considerável volume de lava dessas províncias, uma vez que são formadas por eventos vulcânicos relativamente indistinguíveis daqueles que ocorrem em regiões volumetricamente menos impressionantes.

3.3.3 ASM APLICADA A TUBOS DE LAVA

Ainda são poucos os estudos encontrados na literatura relacionando a Anisotropia de Suscetibilidade Magnética em abordagens geológicas de tubos de lava. MERLE (2000) comparou padrões do *strain* obtidos por simulação numérica, com informações obtidas por ASM de estudos anteriores de CANON-TAPIA et, al (1997) sobre estruturação dos derrames. O *strain* em tubos de lava é descrito em alguns componentes principais como o cisalhamento simples agindo do topo a base e de um lado ao outro de um tubo retangular em secção transversal, e um cisalhamento puro correspondente ao encurtamento vertical em um fluxo desinflando, ou então compressão horizontal em um fluxo inflando, a zona central do fluxo é uma zona de baixo *strain* (fig. 9). A determinação desses esforços pode contribuir na descoberta do plano de achatamento em diferentes secções.

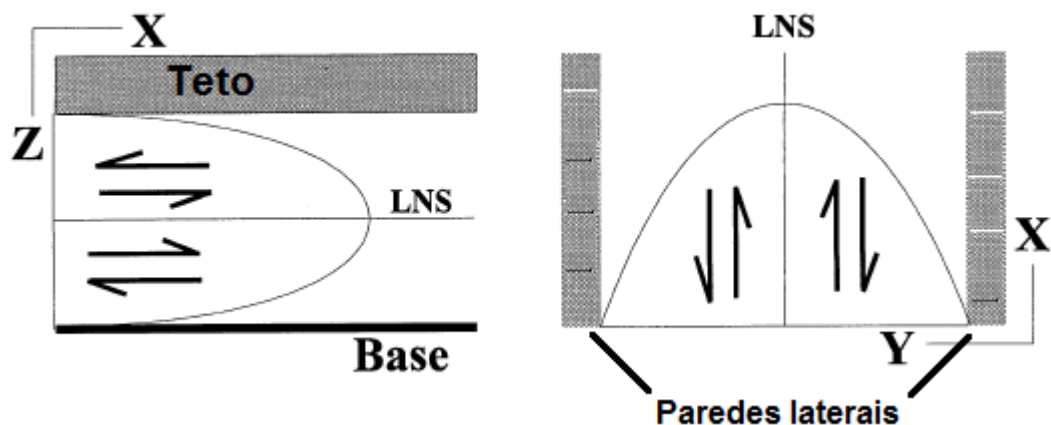


Figura 9 - Perfis de velocidade em secções paralelas ao fluxo, direção X, em tubos de lava. Sentido do Strain é inverso em ambos os lados da linha sem strain (LNS). Modificado de MERLE 2000.

O estudo de MERLE (2000) chegou a conclusão que a modelagem numérica é uma ferramenta que pode auxiliar no entendimento sobre a colocação dos tubos de lava, desde que componentes e gradientes de deformação estejam adequados. Os principais resultados da pesquisa foram que os tubos de lava estão associados a padrões concêntricos de planos de achatamento em seção transversal, onde o centro do fluxo é uma zona de baixa tensão (baixo *strain*).

3.4 PALEOTOCAS

Paleotocas são estruturas biogênicas classificadas como cavidades naturais subterrâneas e representam importante registro de vida dos seres que habitaram o continente a milhares de anos. Estas feições resultam da escavação de animais (bioerosão) e podem ser encontradas em sedimentos aluviais, rochas sedimentares, ou no manto de alteração de rochas metamórficas e ígneas (BUCHMANN et al., 2003).

No Brasil há estudos sobre estas morfologias em diversos estados da federação, com destaque para Minas Gerais, São Paulo, Rio de Janeiro, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Buchmann et al., (2009) relatam a ocorrência de exemplares nos municípios de São José dos Ausentes, Cambará do Sul e Gramado (RS), dispendo-se nas porções alteradas das rochas basálticas da Formação Serra Geral.

Outros estudos apontam a presença dessas morfologias no substrato ferruginoso dos litotipos do Supergrupo São Francisco, no estado de Minas Gerais. Neste caso são paleotocas com dezenas de metros de comprimento linear e altura variando entre 1,8 e 5m, e largura geralmente proporcional a altura, atribuindo o formato cilíndrico que é uma das características típicas das paleotocas (fig. 10), assim como a marca de garras dos animais escavadores nas paredes ao longo de toda a extensão dos condutos (CARMO et al., 2011).



Figura 10 - Exemplar da paleotoca “Caverna Teto de Coral” no Estado de Minas Gerais. (A) entrada da caverna. (B) salão central. (C) conduto da paleotoca. (D) porção final. Carmo et al., 2011

A construção das paleotocas são atribuídas à megafauna de mamíferos extinta no final do pleistoceno, período quaternário. Dentre as espécies, destacam-se as preguiças gigantes (*Mylodontidae*) e os tatus gigantes (*Dasypodidae* e *Pampatheriinae*) (fig. 11). Registros dessas espécies podem ser encontrados em diversas fácies sedimentares por toda a América do Sul (BUCHMANN et al., 2016).

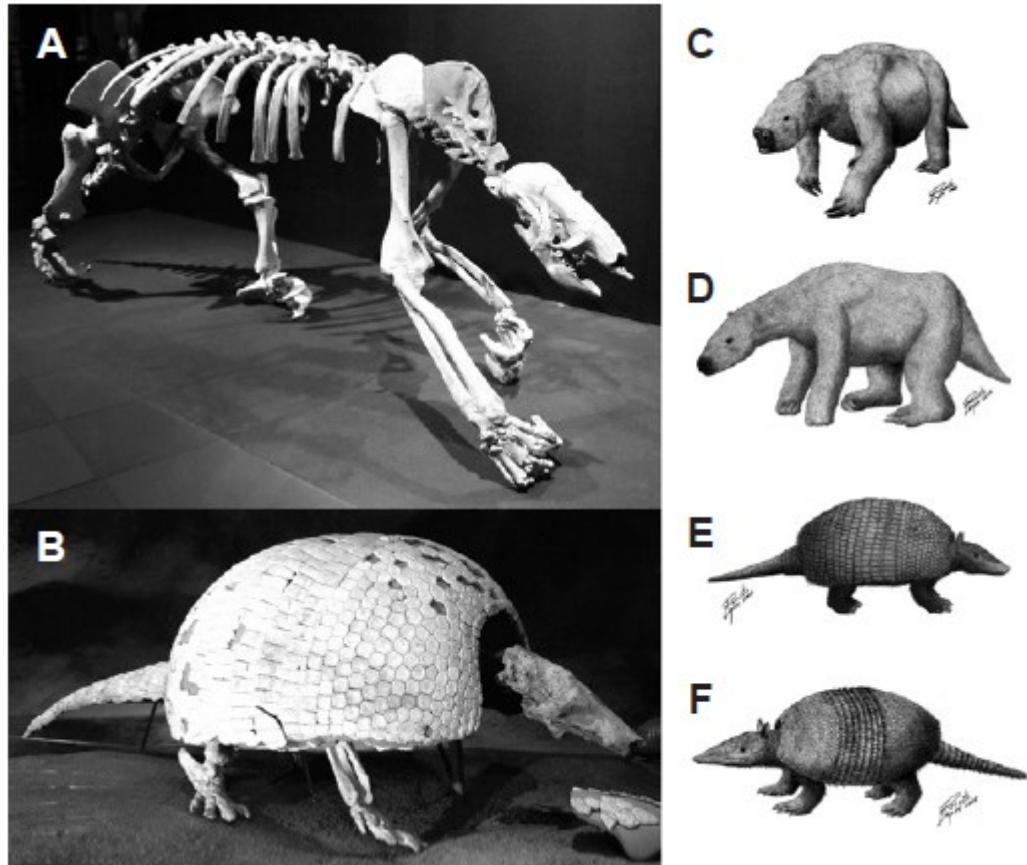


Figura 11- Exemplos das espécies escavadoras. (A) esqueleto de preguiça gigante (*Nothrotherium*). (B), esqueleto de tatu gigante (*Pampatherium*). De (C) a (F) reconstrução em desenhos das espécies. (Buchmann et al., 2016).

Do ponto de vista paleontológico as paleotocas são consideradas icnofósseis, que são o registro de atividades de seres vivos (e não partes conservadas deles) que habitaram épocas passadas, deixando em sedimentos ou rochas sedimentares bioturbações, bioerosões, pegadas, excrementos (coprólitos) entre outros. Com isso é possível identificar a presença desses organismos em determinados ambientes, bem como estudar os hábitos de vida deles (CARVALHO E FERNANDES, 2000). Além de toda a estrutura ser considerada um icnofossil, também são considerado como tais as marcas de garras nas paredes internas, evidências da escavação e que podem deflagrar através dos padrões das marcas (fig. 12), informações sobre o animal, principalmente o tamanho, mas para que seja possível denominar a espécie com maior precisão necessita-se juntamente de algum vestígio fóssil do animal em si (BUCHMANN et al., 2009).

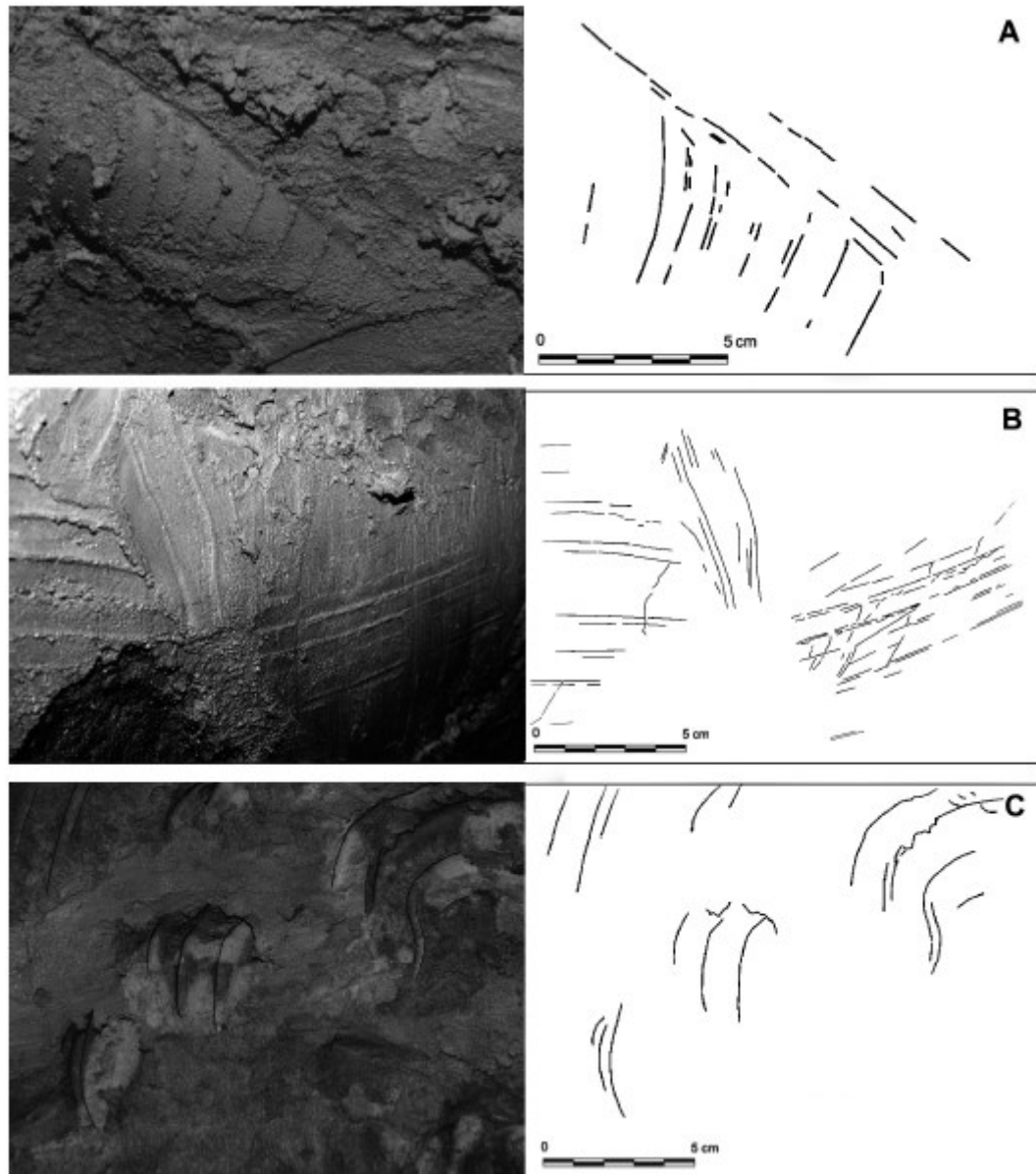


Figura 12 - Tipos de ranhuras provocadas pelo animal na escavação da paleotoca. (A) e (B) padrões lineares. (C) padrão concêntrico. (Buchmann et al., 2009).

Dentre os diferentes tipos de cavidades desta natureza, é possível classificá-las de acordo com o grau de preservação. Frank et al. (2011) utilizaram desse parâmetro para dividir em cinco tipos: i) Paleotocas integralmente preservadas, sem preenchimento e cuja seção é elíptica ou circular, sem feições de colapso de teto, nem de erosão do piso; (ii) Paleotocas que sofreram a erosão por águas correntes; (iii) paleotocas parcialmente preenchidas por sedimentos; (iv) Paleotocas integralmente preenchidas por sedimentos, denominadas de crotovinas; e (v) dolinas e trincheiras, que são paleotocas cujo teto sofreu desabamento. Na figura 13 tem-se

um afloramento no município de Cristal-RS onde é possível perceber a paleotoca na base e a crotoquina (cavidade preenchida) acima.



Figura 13 - Afloramento na Formação Serra Geral, abertura da paleotoca na porção basal, crotoquina acima. Fonte: BUCHMANN et al., 2009.

Vale ressaltar que além da importância científica, essas cavidades possuem um importante teor histórico e cultural, contribuindo para a geoconservação e valorização do patrimônio ambiental, por exemplo, um conjunto dessas estruturas ocorre pelo Grupo Serra Geral no Estado de Santa Catarina, nas proximidades do Parque Nacional de São Joaquim, criado em 1961 e atualmente sob gestão do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio, 2016).

3.5 FOTOGRAMETRIA

Há muito tempo utiliza-se das fotografias nas mais diversas áreas do conhecimento, na geologia este recurso é imprescindível, Richard, G. Ray (1960) estabeleceu uma série de fundamentos em levantamentos aéreos aplicados na interpretação geológica e mapeamento, onde tipos litológicos (terrenos metamórficos, ígneos ou sedimentares), condições climáticas e estágio do ciclo geomorfológico são fatores diretamente relacionados com a qualidade dos produtos, quanto maior contraste entre as feições, maior precisão. Dois fatores são preponderantes sobre as imagens e conseqüentemente afetam a interpretação, são eles: 1) Fatores relativamente controlados pelo homem, tais como distância focal, altura de voo no caso de levantamentos aéreos, filtros, angulação e os equipamentos em geral, e 2) Variáveis naturais, como posição e cor do objeto, condições atmosféricas, entre outros (Ray 1960).

Já com o avanço tecnológico, os Veículos Aéreos Não Tripulados (VANT), popularmente conhecidos como drones, proporcionaram uma série de vantagens, substituindo os veículos de grande porte atribuindo praticidade e economia aos levantamentos aerofotogramétricos. Além da aquisição aérea, tem-se a obtenção de imagens em solo com a câmera em mãos ou suporte. Neste contexto, a fotogrametria é uma técnica que permite caracterizar objetos e espaços físicos em modelos tridimensionais (3D) através da aquisição fotográfica em duas dimensões (2D). A Sociedade Americana de Fotogrametria e Sensoriamento Remoto (ASPRS – *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*) (1988), define a fotogrametria como:

“a arte, ciência e tecnologia de se obter de forma confiável informações sobre objetos físicos e do meio ambiente por meio de processo de registro de medidas e interpretação de imagens e padrões de energia radiante eletromagnética e outros fenômenos” (Wolf et al., 2014; McGlone et al., 2004).

O contínuo avanço tecnológico proporcionou o aprimoramento das técnicas, atribuindo aos levantamentos fotográficos em duas dimensões a possibilidade de retratar os objetos de estudo em três dimensões e com isso detalhar as principais feições, bem como medir coordenadas, distâncias, alturas, áreas e volumes.

Para gerar os modelos tridimensionais é necessário uma série de correlações matemáticas e transformações geométricas. Para tais operações, Aber et al. (2019) descreve os parâmetros necessários e os distingue em dois tipos de processamento, são eles: 1) Parâmetros de Orientação Interior (POI), que são as características estabelecidas pelo sistema ótico e sensor da câmera durante o processo de calibração na aquisição, com intuito de corrigir distorções nas imagens. 2) Parâmetros de Orientação Exterior (POE). determinados pela posição espacial da fotografia e orientação angular do centro de perspectiva relativa em relação a superfície no momento da captura. Em qualquer levantamento fotográfico com intuito de gerar um modelo 3D são necessários pontos de ligação, ou pontos-chave entre as imagens, pois é através deles que será feito o reconhecimento e o processamento de geométrico, quanto maior o número de pontos-chave melhor será a capacidade de reconstrução em três dimensões (LOWE, 2004).

**4 ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF GEOPHYSICS RESEARCH –
SOLID EARTH**

**Magma flow directions in lava tubes and flows of the Eocretaceous Paraná-
Etendeka province revealed by anisotropy of magnetic susceptibility**

A. M. Borges¹, B. L. Waichel^{1,2}, J. F. Savian^{3,4}, R. Hinrichs^{3,4}, D. R. Briske¹, M. B
Haag⁵, J. H. Gambeta³, R. I. F. Trindade⁶, and L. D. Mouro^{7,8}

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brazil.

²Departamento de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brazil.

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

⁴Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

⁵Department of Chemical and Physical Science, University of Toronto, Mississauga, ON, Canada.

⁶Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Brazil.

⁷Department of Organismic and Evolutionary Biology and Museum of Comparative Zoology, Harvard University, Cambridge, USA;

⁸Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil,

Corresponding author: Antônio Marcon Borges (antonio_marcon@hotmail.com)

Key Points:

- 30 ● Spatial distribution of the lava tubes in volcanic fields can be used to
31 determine the lava flow direction and the location of the vents

- 32 ● AMS is a useful method to determine the flow direction in massive lavas
33 without flow indicators

- 34 ● Comparison between the orientation of the lava tubes and lobes with magnetic
35 fabric data

- 36 ● Correlation of magnetic fabric data and orientation of the lava tubes and lobes
37 with the lineaments (probably feeders)
38

39 **Abstract**

40 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a petrofabrics approach for the
41 identification of anisotropy of the magnetic ellipsoid, the axial distribution
42 characteristics at the site-scale, the type of defined magnetic fabrics and the
43 imbrication angle between the magnetic foliation and the emplacement surface. The
44 method is commonly used to determine the flow directions of lavas which do not
45 show flow-related structures, as massive basalts. However, the efficiency and
46 reliability of AMS in volcanic sequences comprising massive basalts is doubtful.
47 Then, here we report measurements of AMS in drained lava tubes and lobes of
48 Paraná-Etendeka Igneous Province (PEIP- Southern Brazil) and compare inferred
49 flux directions with the orientation of the tubes and lobes. Additionally, the magnetic
50 fabric of overlaying and/or underlying massive flows without flow indicators were
51 analyzed. Finally, we correlate the flow directions inferred by AMS and fieldwork to
52 the orientation of lava tubes and lobes with the lineaments, regarded as a probable
53 feeder of the studied lava flow field.

54 **1. Introduction**

55 Continental flood basalt (CFB) provinces provide the most massive
56 outpourings of lava flows and associated intrusions that have occurred in punctuated
57 periods throughout Earth's history (Bryan et al., 2010). The current emplacement
58 model proposed for ancient flood basalts is based on the observation of active
59 volcanic systems, principally in Hawaii (e.g., Self et al., 1997; 1998), suggesting that
60 such vast volumes of lava can be emplaced by the same processes of inflation
61 observed today. Several studies developed in different CFBs provinces, mainly
62 focusing on the volcanology, volcanic facies, and emplacement aspects, corroborate
63 this model (e.g., Jerram et al., 1999; Jerram, 2002; Bondre et al., 2004; Waichel et
64 al., 2006). Lava tubes or tube systems are common features in active volcanic
65 systems (e.g., Hawaii, Iceland, Etna) and the orientation of them can be useful to
66 determine the location of punctual or fissure vents and reveal the emplacement and
67 propagation of flow sequences (e.g., Calvari & Pinkerton, 1999). However, drained
68 lava tubes in CFBs are rarely described in the literature, with only a few documented
69 examples (Single & Jerram, 2004; Duraiswami et al., 2004; Passey & Bell, 2007;
70 Waichel et al., 2012, 2013).

71 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been established as a
72 powerful method in many geoscience disciplines (e.g., Lanza & Meloni, 2006;
73 Hrouda, 2007). One of the main applications is determine the flow fabrics of volcanic
74 rocks without detectable mesoscopic preferred mineral orientation. The AMS method
75 has been successfully applied to detect magma flow directions in lava flows as well
76 as in dykes and sills in Columbia River Province, Trindade Island, Western
77 Carpathian, Saint Thibèry, among others (e.g., Wing-Fatt & Stacey, 1966; Symons,
78 1975; Cañón-Tapia et al., 1995; Ferré et al., 2002; Callot & Geoffroy, 2004; Bascou
79 et al., 2005; Plenier et al., 2005; Chadima et al., 2009; Pueyo Anchuela et al., 2014;
80 Tomek et al., 2016; Wiegand et al., 2017; Moncinhatto et al., 2020; Pasqualon et al.,
81 2020; Haag et al., 2021a,b, Gambeta et al., 2021). It is well-known that several
82 factors, such as viscosity and flux velocity can directly influence the AMS signal.
83 Indeed, the grain-size and the domain state of ferrimagnetic contributors contained in
84 lava flow and non-linearity of magnetization in the low-field range, have been
85 identified as causes for variations in magnetic axis orientation (e.g., Rochette, 1988;
86 Chadima et al., 2009).

87 In the Paraná-Etendeka Igneous Province (PEIP), AMS have been performed
88 on dikes (Raposo & Ernesto, 1995; Raposo & Berquó, 2008), and on lavas flows
89 (Glen et al., 1997; Tamrat & Ernesto, 1999; Cañón-Tapia & Raposo, 2018;
90 Guimarães et al., 2018; Benites et al., 2019) but never on lava tubes and lobes, even
91 with the proven potential to determine these volcanic features (e.g., Knight et al.,
92 1988; Merle, 2000).

93 Therefore, considering the lack of knowledge and the previous good results of
94 the AMS in other provinces, we applied AMS as an independent and complementary
95 tool to not only determine the magma flow direction using the magnetic fabric in
96 drained lava tubes and lobes, but also compare with orientation measured in the
97 field. Furthermore, the magnetic fabric of overlaying and/or underlying massive flows
98 without flow indicators were described aiming to ratify the flow direction. Yet, a
99 detailed magnetic mineralogy description allowed to evaluate minerals influence on
100 magnetic anisotropy. Finally, we correlate the flow directions inferred by AMS and the
101 orientation of lava tubes and lobes with the lineaments, regarded as a probable
102 feeder of the studied lava flow field.

104 2. Geological Setting

105

106 The PEIP is a thick lava flow sequence constituted predominantly by tholeiitic
107 basalts, minor acidic volcanic rocks, and related intrusive rocks. The PEIP precedes
108 the beginning of Gondwana breakup (Early Cretaceous, 133-135 Myr) and outcrops
109 in South America (~90%) and Africa, in northwest of Namibia (10%; Renne et al.,
110 1992; Turner et al., 1994; Thiede & Vasconcelos 2010; Janasi et al., 2011; Bacha et
111 al. 2021, Gomes & Vasconcelos, 2021).

112 The lavas are divided into two groups based on TiO_2 contents, High TiO_2
113 basalts ($\text{TiO}_2 > 2\%$) and Low TiO_2 basalts ($\text{TiO}_2 < 2\%$) (Bellieni et al., 1984; Mantovani
114 et al., 1985), and the lava flows are commonly identified as pahoehoe (simple and
115 compound flows) and rubbly pahoehoe (e.g., Waichel et al., 2006, 2012, Rossetti et
116 al., 2018).

117 In Brazil, the PEIP is represented by the Serra Geral Group (SGG) (Rossetti et
118 al., 2018) which constitute the Gondwana III Supersequence together with the eolic
119 deposits of the Botucatu Formation. This magmatism took the form of thick lava
120 covers that can be up to 2,000m thick (Milani et al., 2007). In addition to the lava pile,
121 the SGG is present in the form of numerous sills and large dyke swarms (Ponta
122 Grossa, Florianópolis and Serra do Mar, Almeida et al. 2012 Florisbal et al. 2017).

123 The study area is in the central portion of PEIP in the South American side of
124 the province (Fig. 1). The drained lava tubes and lobes occur in a pahoehoe lava
125 flows field associated with volcanoclastic rocks and so far, are the only occurrence
126 described in PEIP (Waichel et al., 2015).

127

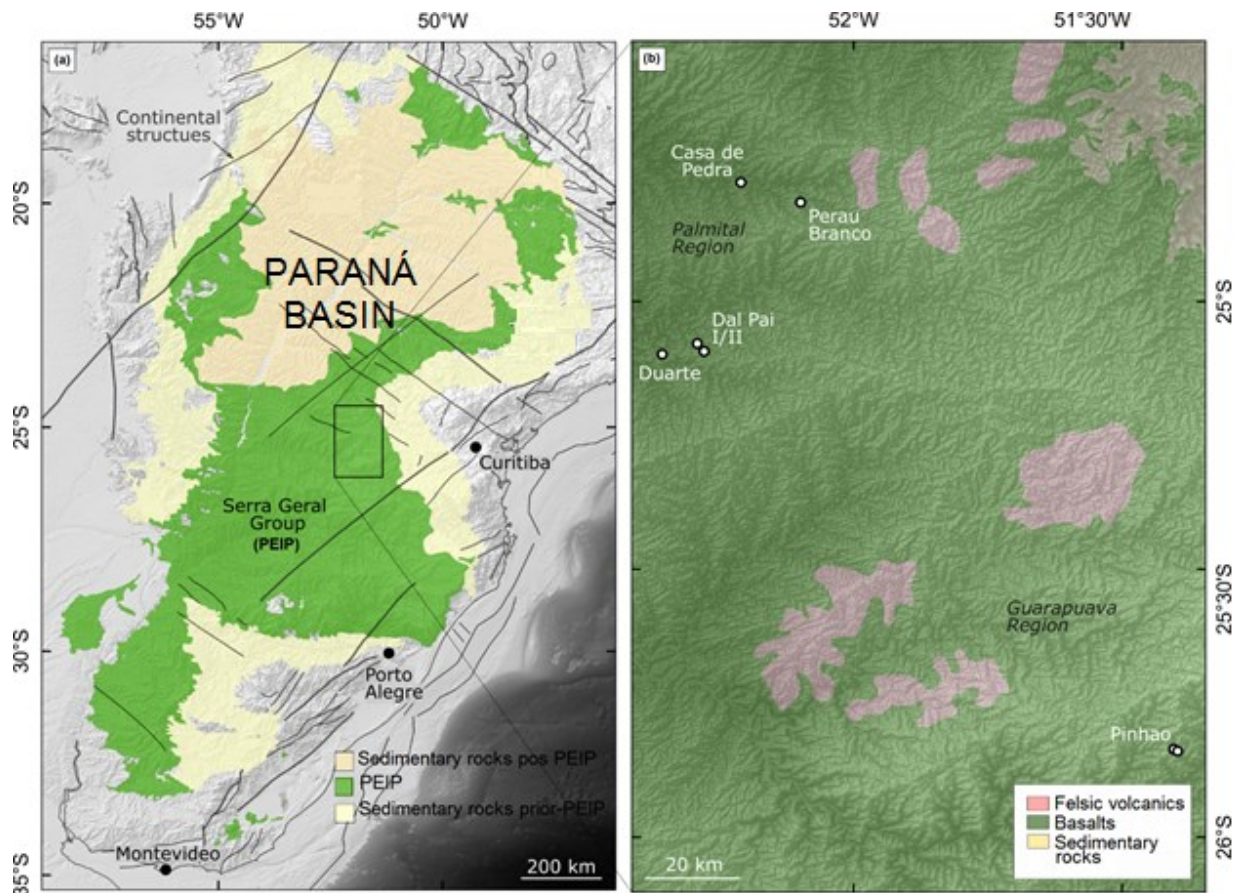


Figure 1. (A) Distribution of the PEIP in South America. (B) Location of the sampling sites in the study area.

128

129

130

131

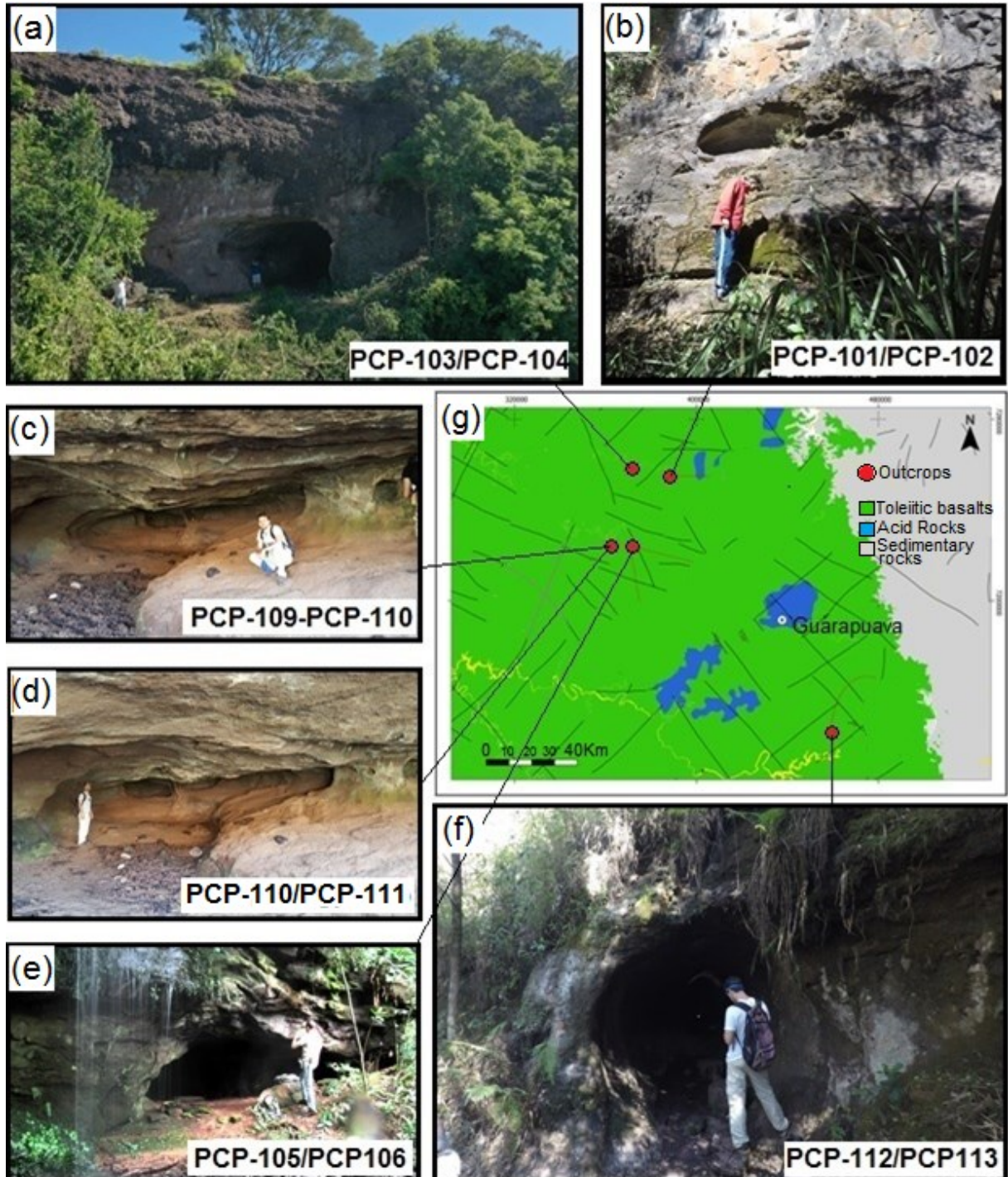
132 3. Methodology

133 Four drained lava tubes, two drained lobes and 8 pahoehoe lava flows have
 134 been described and sampled for paleomagnetic studies. The 14 paleomagnetic sites,
 135 identified by the acronym "PCP", are: Perau Branco (PCP-101, PCP-102), Casa de
 136 Pedra (PCP-103, PCP-104), Dal Pai I (PCP-105, PCP-106, PCP-107), Dal Pai II
 137 (PCP-108, PCP-109), Duarte (PCP-110, PCP-111) and Pinhão (PCP-112, PCP-113,
 138 PCP-114) (Figure 1b and table 3).

139

140

141



142 Figure 2. View of chambers and their location in the studied area. (a) Casa de Pedra tube, (b)
 143 Perau Branco, (c) and (d) Duarte, (e) Dal Pai I, (f) Pinhão tube, (g) Simplified geologic map of the
 144 study area with location of the outcrops.

145

146 3.1. Description of drained lava tubes, lobes and sampling

147 The Perau Branco is a system composed of five lava tubes with elliptical
 148 openings exposed at the base of a cliff 16 m high (Fig. 2b). The basal part of the cliff

149 (~4 m) is a compound pahoehoe flow, formed of vesicular basalt, overlain by a thick
150 (~12 m) massive flow and the openings are near the contact. The openings 1 and 2
151 are connected forming a flattened ellipsoidal chamber up to 1.2 m high and 5.0 m
152 wide. From this chamber, three narrow circular tubes emerge (0.5-0.8 m) that
153 penetrate in the cliff. After 2 m the circular tube stretches forming a flattened tube 0.5
154 m high and 2.0 m wide. The openings 3 and 4 are connected in a similar way and
155 form a flattened ellipsoidal chamber. From this chamber, a composite tube emerges
156 (20 m long) with alternating circular and flattened portions (0.6 m high and up to 2.0
157 m wide). The general flow orientation of the tubes is to the southeast (SE). Site 1 was
158 drilled at the same level or at the base of the tube openings (PCP-101; samples
159 n=10) and site 2 was sampled in the underlain vesicular pahoehoe flow top (PCP-
160 102; samples n=11).

161 The Casa de Pedra tube has an ellipsoidal opening (Fig. 2a) is composed of
162 two principal chambers with similar dimensions, reaching up to 10 m long and 4.0 m
163 high connected by a narrow passage and minor secondary tubes. The general form
164 of the chambers is hemispherical, with re-entrances of ellipsoidal shape probably
165 formed by small lava lobes and collapse structures in the roof. The second chamber
166 is connected with three secondary lava tubes up to 6 m long with bottleneck shape.
167 The morphology of the tube system indicates a general lava flux direction to the
168 southwest (SW). Site 3 was drilled along the walls of chamber 1 and 2 (PCP-103;
169 samples n=16), and site 4 was sampled in the overlying massive pahoehoe core
170 (PCP-104; samples n=10, figure 10).

171 The Dal Pai I site is a drained lava tube 12 m long with arched ceiling and flat
172 floor, the opening is 1,8 m high and 6 m width, at the end it is 0,7 high and 2 m width
173 (Figure 2e: PCP-105/PCP106). The tube walls are composed of vesicular basalt and
174 the orientation is northeast (NE). Site 5 was drilled along the walls of the tube (PCP-
175 105; samples n=10), site 6 was drilled in the core of the underlain pahoehoe flow
176 (PCP-106; samples n=10) and site 7 was drilled in the overlying pahoehoe flow
177 (PCP-107; samples n=10).

178 The Dal Pai II site is a sub-crustal lava cave formed by a drained lava lobe, the
179 opening is ~30 m width and up to 2 m high. The lobe shape can be observed inside
180 the cave and the lobe orientation is to the southwest (SW). Site 8 was drilled along

181 the walls of the lobe (PCP-108; samples n=10) and site 9 was drilled in the massive
182 core of the underlain pahoehoe flow (PCP-109; samples n=10).

183 The Duarte site is the largest sub-crustal cave found in the study area. It's
184 formed by two wide drained lava lobes separated by a thin wall, the opening is ~35 m
185 width and up to 2,3 m high (Figure 2c,d; PCP-110/PCP-111) and the flow direction is
186 to east/northeast. Two minor lobes occur at the end of major ones, limited by a step.
187 Site 10 was drilled along the walls of the lobe (PCP-110; samples n=11) and site 11
188 was drilled in the massive core of the underlain pahoehoe flow (PCP-111; samples
189 n=11).

190 The Pinhão tube is a cylindrical lava tube with diameter of ~3 m and 15 m
191 long. (Figure 2f). The bottleneck morphology of the tube indicates lava flux to
192 southwest (SW). Tube walls and roof are composed of vesicular basalt. At the floor a
193 channel 50 cm wide occurs, which extends up to half of the length of the tube. Site
194 12 was drilled along the walls of the tube (PCP-112; samples n=11, Fig. 11a), site 13
195 was drilled in the massive core of the overlying pahoehoe flow (PCP-113; samples
196 n=11) and site 14 was drilled in a massive core of an underlain pahoehoe flow (PCP-
197 114 ~100 m below, samples n=10).

198 3.2. Magnetic mineralogy characterization

199 Sample preparation and magnetic mineralogy measurements were performed
200 at the Laboratório de Paleomagnetismo of Universidade de São Paulo (USPMag),
201 Brazil. Magnetic mineralogy was investigated through thermomagnetic curves,
202 isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis loops and
203 first-order reversal curves (FORC).

204 Low-field magnetic susceptibility measurements against temperature (χ -T)
205 were performed in one representative sample for each sampling site. The χ -T
206 measurements aid to determine different magnetic phases and reconstruct the
207 crystallization and alteration history (e.g., Zhou et al., 2000). Samples were manually
208 crushed in an agate mortar and the powder was measured during continuous heating
209 and cooling curves between room temperature and ~600 °C using a Kappabridge
210 KLY4 coupled with a CS3 furnace system (Agico Ltd.). The degree of reversibility of
211 heating and cooling cycles reflect transformations during the thermomagnetic
212 experiment. It was estimated using the alteration indexes defined in Hrouda (2003)

213 that estimate the maximum difference in susceptibility between curves (A_{\max}) and the
214 difference in susceptibility at 40 °C (A_{40}). We considered reversible the curves with
215 both A_{\max} and A_{40} values below 20 (absolute value). The determination of phase
216 transformations of the magnetic minerals and the reversibility of the heating-cooling
217 cycles provide information on the nature of the original magnetic grains and the
218 stability of the magnetic carriers upon temperature (e.g., Hrouda, 1994; Dunlop &
219 Özdemir, 1997; Hrouda, 2003). Transition temperatures of magnetic minerals
220 (Curie/Néel temperatures) were obtained by the second-derivative of the heating
221 curve (Tauxe, 1998).

222 Hysteresis loops, backfield remanence, and IRM acquisition curves were
223 measured at room temperature in small rock chips cut from one specimen per site.
224 Measurements were performed with applying fields of up to 1 T using a Princeton
225 Measurements Corporation Micromag vibrating sample magnetometer (VSM).
226 Saturation magnetization (M_s), saturation remanent magnetization (M_{rs}), coercivity
227 (B_c), and coercivity of remanence (B_{cr}) are all determined by hysteresis and backfield
228 measurements. The ratios of M_{rs}/M_s and B_{cr}/B_c reflect relative trends in grain-size
229 distribution (e.g., Day et al., 1977; Dunlop & Özdemir, 1997; Dunlop, 2002). These
230 standard hysteresis parameters, however, provide only a measure of the bulk
231 magnetic properties and therefore are not suitable for discriminating the different
232 magnetic components contributing to the magnetization in samples with mixed
233 magnetic assemblage. We used FORC diagrams to identify and discriminate the
234 different magnetic mineral assemblages (Roberts et al., 2014). FORC measurements
235 were performed at room temperature after 300 reversal curves with an averaging
236 time of 200 ms. FORC diagrams were calculated using the FORCinel software
237 package (Harrison & Feinberg, 2008) using a smoothing factor of 4 for all samples.

238

239 3.3. Magnetic Fabrics

240 The anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS) is used to infer the
241 petrofabric of a rock. The AMS depends on the intrinsic anisotropy of the magnetic
242 grains and their spatial distribution within a rock sample (e.g., Tarling & Hrouda,
243 1993). AMS measurement consists of the acquisition of magnetic susceptibility
244 measurements at different directions to resolve the magnetic susceptibility (K) tensor.

245 In practice, the magnetic susceptibility tensor is represented by an ellipsoid of
246 magnetic susceptibility, defined by the length and orientation of its three principal
247 axes K_1 , K_2 and K_3 ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$). The mean magnetic susceptibility (K_m) is the
248 arithmetic mean of K_1 , K_2 , and K_3 . Several parameters have been proposed to
249 express the shape and degree of anisotropy of the susceptibility ellipsoid. The
250 magnetic lineation is defined as the maximum susceptibility axis (K_1) and the
251 magnetic foliation is defined as the plane containing maximum and intermediate axes
252 (K_1 and K_2) and perpendicular to the minimum axis (K_3). The magnitude of these
253 parameters can be computed as a ratio between the main axes: magnetic lineation (L
254 = K_1/K_2) and magnetic foliation ($F = K_2/K_3$). The shape of the anisotropy tensors is
255 provided by the T parameter ($T = 2 \cdot \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3) - 1$), which is used to
256 distinguish between prolate ($T < 0$), oblate ($T > 0$) or triaxial ellipsoids ($T = 0$)
257 (Jelinek, 1981). The degree of anisotropy is given by $P = K_1/K_3$. AMS measurements
258 were performed with an automatic Kappabridge MFK1-A (Agico Ltd.) apparatus,
259 using the rotation mode and operating in a low alternating field (300 A/m at 976 Hz).
260 Measurements were performed on all of the 14 sampled sites (149 specimens),
261 comprising 08 sites of lava flows and 06 sites of lobes/lava tubes.

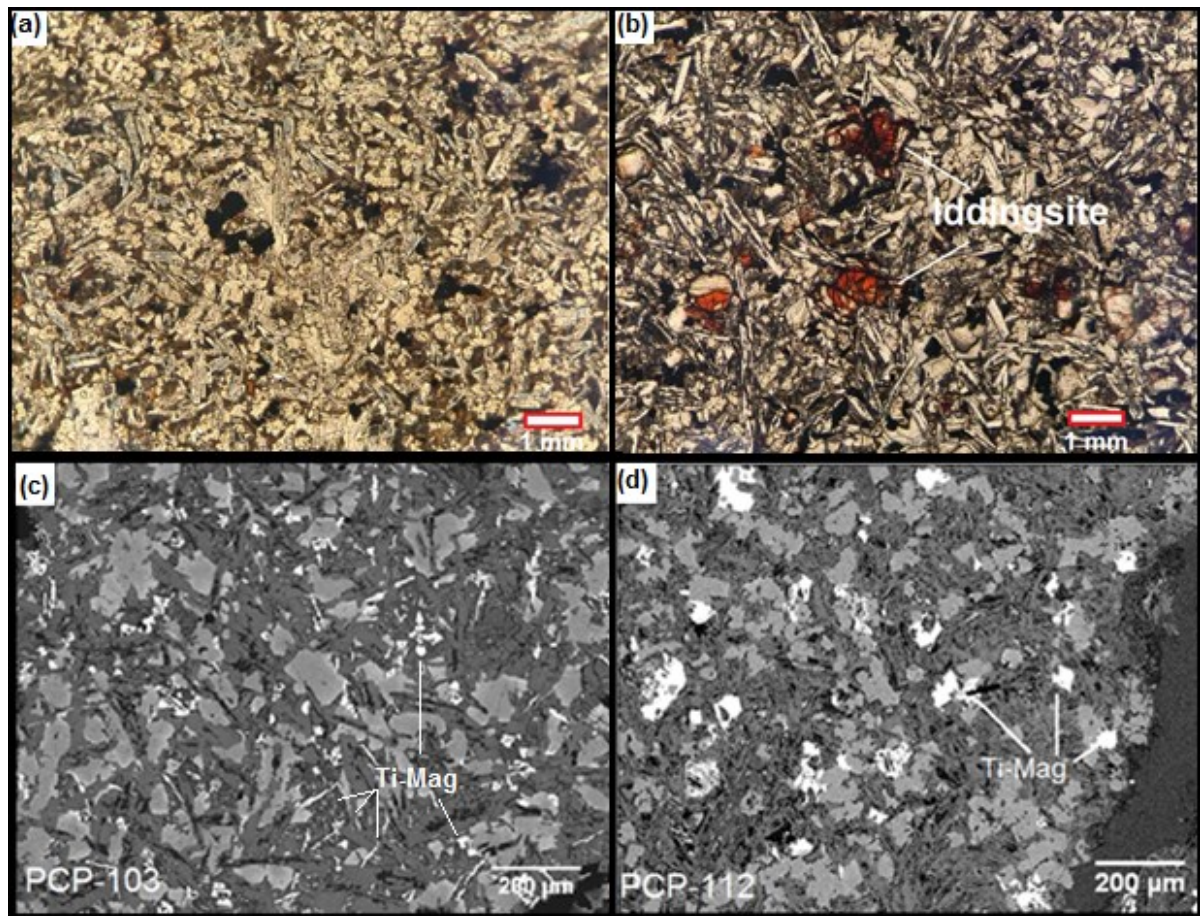
262

263 4. Results

264 4.1. Petrography

265 All samples from paleomagnetic sites (PCP-101 to PCP-114) are fine to
266 medium-grained, subphaneritic, holocrystalline tholeiitic basalts. Some of these
267 basalts are massive, others vesiculated, sometimes the vesicles are partially filled by
268 zeolites. The primary mineral assemblage is plagioclase, clinopyroxene, opaque
269 minerals and mesostasis (Figure 3a). Some basalts have low olivine content,
270 commonly altered to iddingsite (Fig. 3b) The mesostasis is composed of fine-grained
271 minerals, with plagioclase, opaque material (predominantly titanomagnetite), with
272 some skeletal-shaped oxides and glass. The primary mineral assemblage is the
273 same for all described samples, with slight variations in grain size and opaque
274 content. The opaque minerals are predominantly titanomagnetites, composed of iron
275 oxide and titanium whose crystal structure is constituted by oxygen ions and among

276 them, ferrous ions (Fe^{2+}), ferric ions (Fe^{3+}) and titanium (Ti^{4+}), where the proportion of
 277 these ions configure the ferromagnetic properties of the mineral. Therefore, this is the



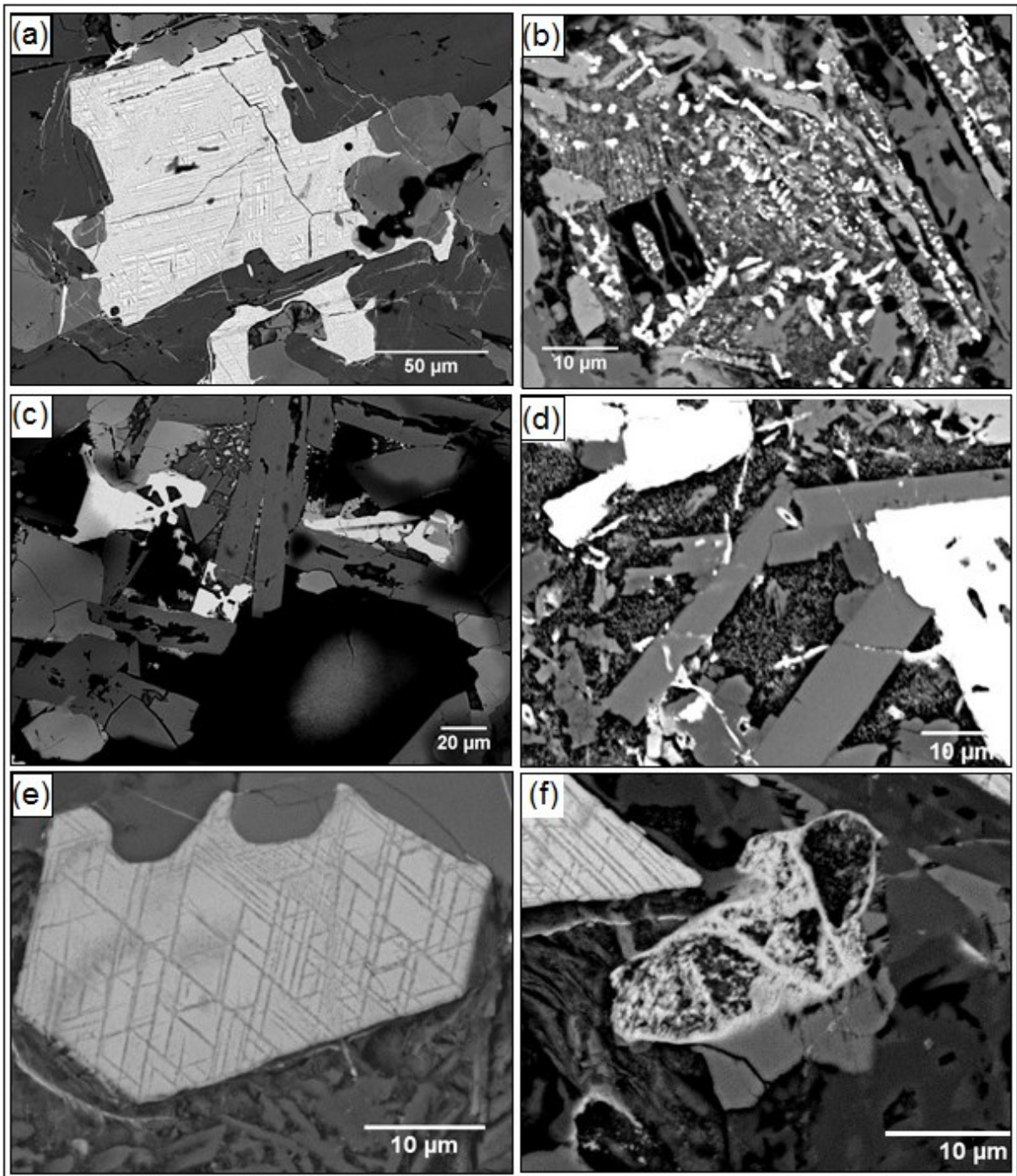
278 main magnetic mineral, whose magnetic properties determine the general
 279 characteristics of the AMS data in all sites (Fig. 3c, d).

280 Figure 3. (a) The Casa de Pedra lava tube. (b) The Pinhão lava tube. Photomicrograph of
 281 samples in scanning electron microscopy. (c) Acicular and skeletal titanomagnetites from the Casa de
 282 Pedra lava tube (PCP-103). (d) Subhedral titanomagnetites from the Pinhão lava tube (PCP-112).

283

284 Scanning electron microscopy also identified different forms of opaque
 285 minerals, as subhedral, acicular and skeletal (Fig. 4). Large and subhedral
 286 titanomagnetite grains have Widmanstätten exsolution texture (Fig 4a, e).
 287 Exsolution is a common process mainly on slower cooling in intermediate
 288 solutions of iron and titanium (about 60% Ti), typical composition of titanomagnetites,
 289 the cooling in terrestrial lava flows are slower compared with pillow lavas, making it
 290 possible the exsolution, culminating the intergrowth of a titanium-rich phase

291 (ilmenite), and an iron-rich phase (magnetite or hematite), this fact attributes an



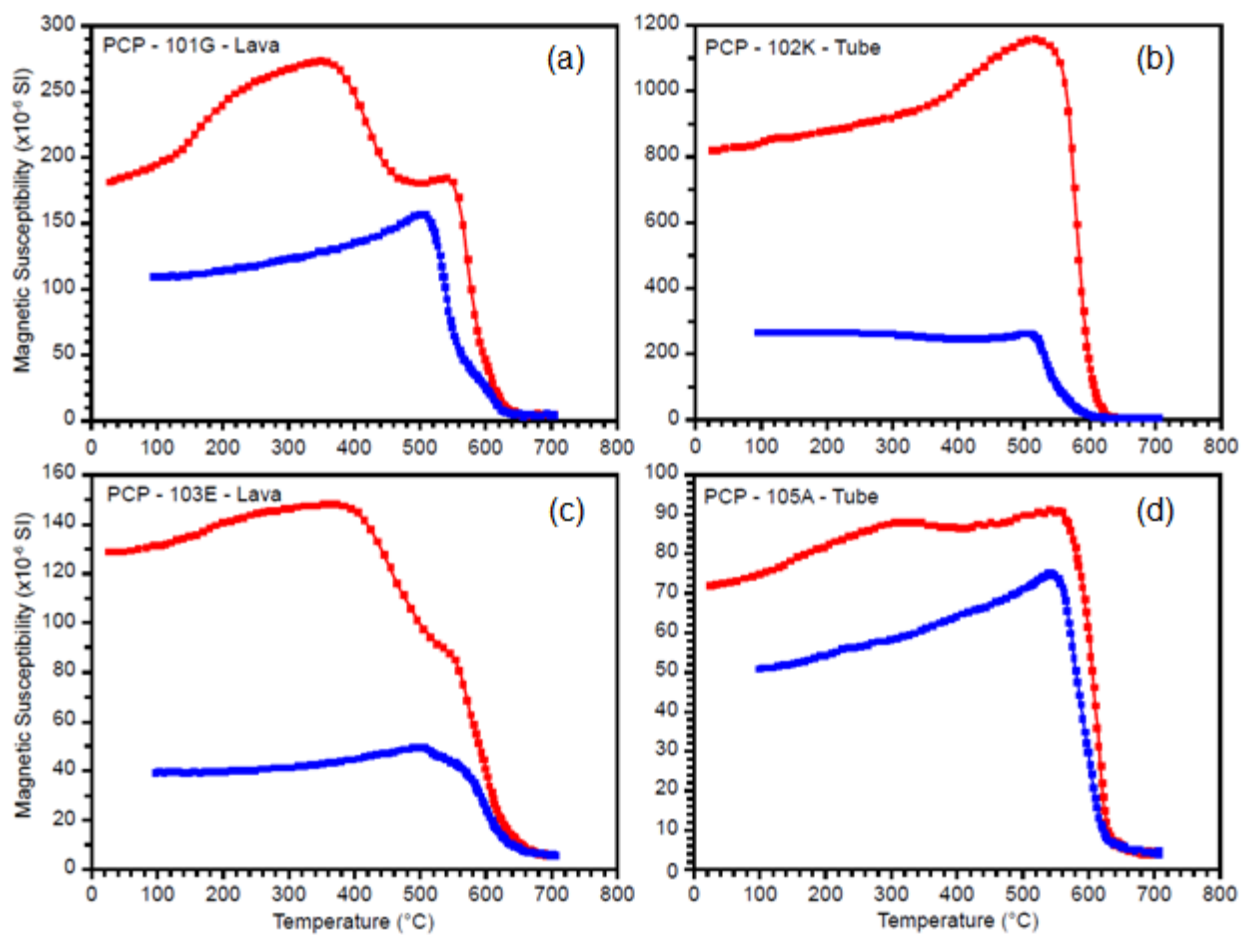
292 important implications for the magnetic behavior of the minerals (Lowrie 2007).

293 Figure 4. Electron micrographs in backscattered electron mode of opaque minerals in the
 294 scanning electron microscope. (A) Crystallographically oriented exsolution in sample PCP-101. (B) Fine
 295 grained titanomagnetite in PCP-102. (C) Aligned graphic textures in PCP-103. (D) Fine acicular
 296 opaque minerals without preferred orientation next to blocky bigger grains in PCP-105, (E)
 297 Widmanstätten exsolution texture in titanomagnetite in PCP-112. (F) Skeletal titanomagnetite grain in
 298 PCP-112, Widmanstätten texture in the grain in the upper left corner.

299

300 4.2. Magnetic mineralogy characterization

301 Thermomagnetic analyses in high temperature under ambient atmosphere
302 have been done at least for one sample per site. Representative thermomagnetic
303 curves (Fig. 6) show major drops in susceptibility at around 580 °C indicating
304 magnetite as the main ferromagnetic carrier. However, unblocking temperatures
305 lower than 580 °C along with SEM observations point to the presence of
306 titanomagnetite rather than nearly pure magnetite. All samples suffer considerable
307 mineralogical transformations during the heating process. However, samples
308 retained a small percentage of magnetization above 600 °C (Fig. 5), probably due to
309 hematite. The dehydration of the goethite may originate from this hematite. The
310 inflection on some heating curves at around 300–350 °C is observed in two samples
311 (PCP-101G and PCP-105A) suggesting the presence of maghemite due to low-
312 temperature oxidation. Each pattern was distinguished and differentiated in the
313 samples PCP-101, PCP-102 (Perau Branco), PCP-103 (Casa de Pedra) e PCP-105
314 (Dal Pai). However, the structures, textures, and mineralogical composition observed
315 in the petrography do not vary enough to explain such difference in the patterns.



316 Figure 5. Temperature curves during heating (red) and cooling (blue). Four patterns identified among
 317 all fourteen sites studied. Thermomagnetics for: (a) the Perau Branco lava tube; (b) The Perau Branco
 318 lava flow; (c) The Casa de Pedra lava tube; (d) The Dal Pai I lava tube.

319

320 We also measure magnetic hysteresis parameters (table 1), (Fig. 6; Bc,
 321 coercivity; Bcr, coercivity of remanence; Ms, saturation magnetization; and Mrs,
 322 saturation remanence) using a vibrating sample magnetometer (Princeton
 323 Measurements Corp., PMC) at USPMag. The ratio of saturation remanence to
 324 saturation magnetization (Mrs/Ms) and the coercivity of remanence to coercive force
 325 (Bcr/Bc), from PCP samples lie within the pseudo-single domain (PSD) field of Day et
 326 al. (1977) (Fig. 6e). The presence of hematite mixed with fine-grained magnetite is
 327 indicated by the wasp-waisted shape of the loops (Roberts et al., 1995; Tauxe et al.,
 328 1996) (Fig. 7d).

329

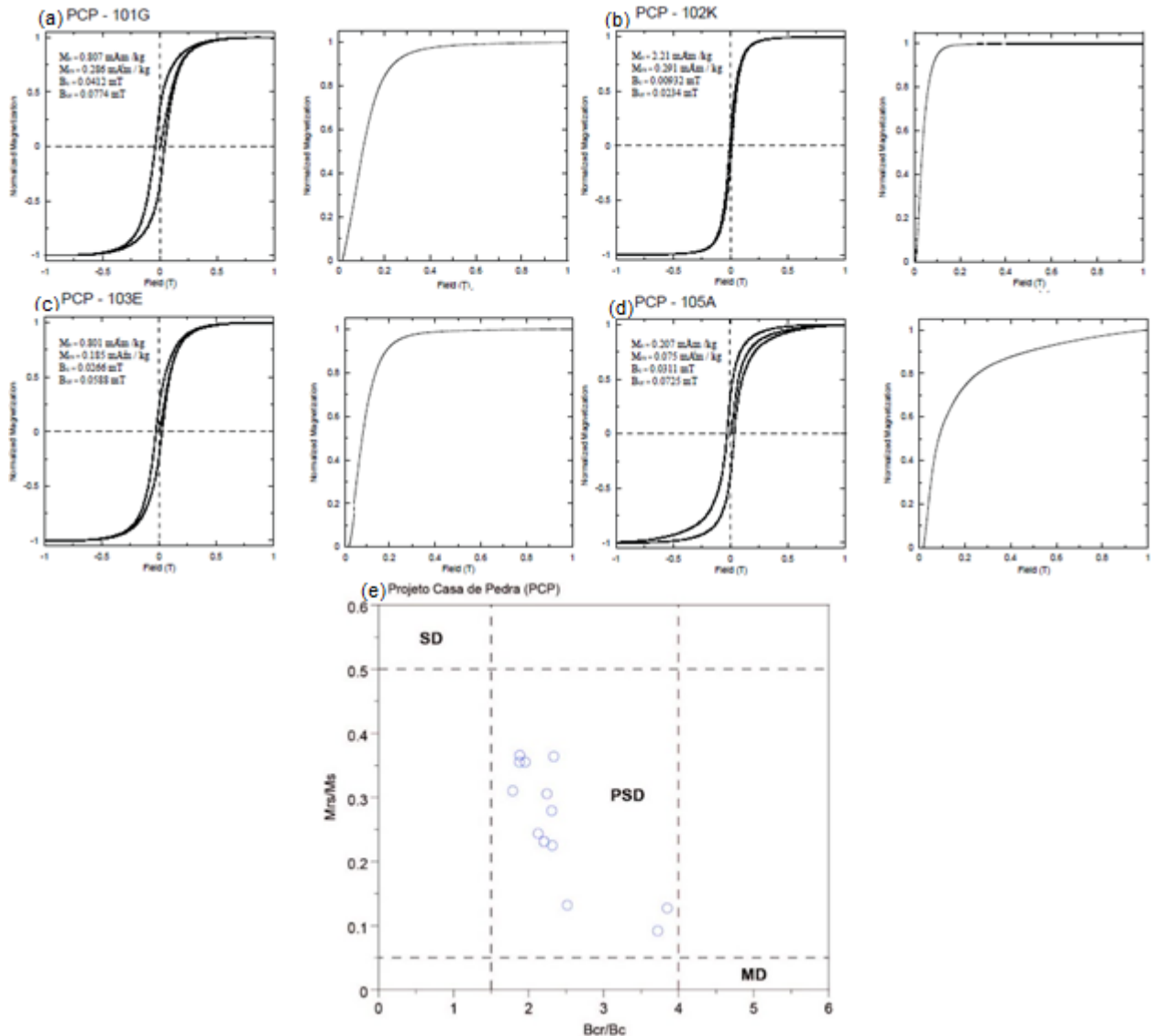
330

331

332

333

Location	Site	Sample ID	UTM coord.		Type	Ms (Am ² /kg)	Mrs (Am ² /kg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Hcr/hc	Mr/Mrs
			mE	mN							
Perau Branco	PCP101	101G	388962	7255044	Tube	8.07E-01	2.86E-01	4.12E-02	7.74E-02	1.88E+00	3.55E-01
	PCP102	102K	388962	7255044	Lava	2.21E+00	2.81E-01	9.32E-03	2.34E-02	2.52E+00	1.32E-01
Casa de Pedra	PCP103	103E	377658	7259081	Tube	8.01E-01	1.85E-01	2.6E-02	5.88E-02	2.21E+00	2.31E-01
	PCP104	104I	377658	7259081	Lava	4.70E-01	1.44E-01	4.07E-02	9.15E-02	2.24E+00	3.06E-01
Dal Pai I	PCP105	105A	371122	7224031	Tube	2.07E-01	7.52E-02	3.11E-02	7.25E-02	2.34E+00	3.64E-01
	PCP106	106I	371122	7224031	Lava	2.16E+00	6.04E-01	2.46E-02	5.67E-02	2.31E+00	2.79E-01
	PCP107	107D	371122	7224031	Lava	1.43E+00	1.82E-01	8.09E-03	3.11E-02	3.84E+00	1.27E-01
Dal Pai II	PCP108	108C	369783	7225682	Lobe	3.72E+00	1.32E-02	3.48E-02	6.80E-02	1.95E+00	3.55E-01
	PCP109	109E	369783	7225682	Lava	1.59E+00	3.89E-01	2.76E-02	5.87E-02	2.12E+00	2.44E-01
Duarte	PCP110	110I	363208	7223386	Lobe	8.28E-01	3.03E-01	3.49E-02	6.57E-02	1.88E+00	3.66E-01
	PCP111	111F	363208	7223386	Lava	1.82E+00	5.64E-01	4.29E-02	7.66E-02	1.79E+00	3.10E-01
Pinhão	PCP112	112H	459533	7142322	Tube	1.19E+00	2.75E-01	2.65E-02	5.85E-02	2.21E+00	2.31E-01
	PCP113	113E	459533	7142322	Lava	2.50E+00	2.29E-01	7.17E-03	2.67E-02	3.72E+00	9.18E-02
	PCP114	114H	460292	7141918	Lava	1.40E+00	3.16E-01	1.73E-02	4.00E-02	2.32E+00	2.25E-01



334 Figure 6. (a-d) Hysteresis loops and IRM acquisition curves for PCP rocks. (e) Day plot (Day
 335 et al., 1977) for one sample per site (total of 14) from the PCP.

336

337 Isothermal remanent magnetization acquisition curves were obtained for one
 338 sample per site at fields up to 1T (Fig. 6). Most PCP rocks are characterized by a
 339 bimodal distribution of magnetic phases, probably magnetite/titanomagnetite and
 340 hematite. The lower coercivity phase is dominant and saturated in fields <300 mT.
 341 The higher coercivity phase (>300mT), probably corresponding to hematite.

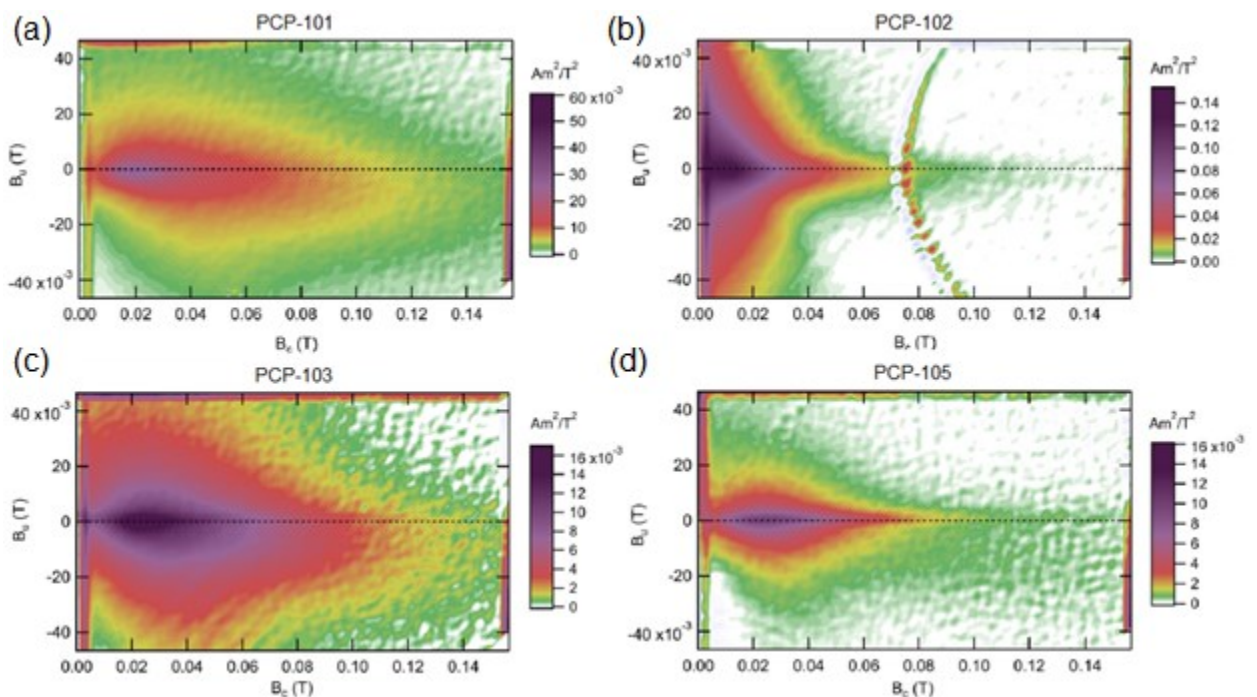
342

343

344

345 The FORC diagrams generated for the same samples are displayed in Figure
 346 7. All diagrams have contours with peak values between 10 and 30 mT, indicating
 347 the predominance of a low-coercivity magnetic mineral. FORC diagrams of samples
 348 PCP-101 and PCP-105 exhibit closed contours centred around $B_c=20\text{mT}$, also with a
 349 broad vertical distribution of B_u along the $B_c = 0$ line (e.g. Gambeta et al., 2021).
 350 These features are related to magnetite with mixtures of SD and MD grains or
 351 magnetic vortex state (Roberts et al., 2018). In addition, the samples from sites 101G
 352 and 105A show lower magnetic interactions.

353



354

355 Figure 7. First-order reversal curve (FORC) diagrams for PCP rocks: (a) the Perau Branco lava tube;
 356 (b) The Perau Branco lava flow; (c) The Casa de Pedra lava tube; (d) The Dal Pai I lava tube.

357

358 4.3. Magnetic Fabrics

359

360 A total of 400 specimens were analyzed, representing a total of 14 AMS sites.
 361 A summary of both scalar and directional data is presented in Table 2 Jelinek (1981)
 362 parameters (corrected degree of anisotropy P' and shape parameter T . Figure 8)
 363 were used to characterize the magnetic fabric. The orientation of the mean magnetic

364 susceptibility ellipsoid bootstrap resampling was applied to our samples (Constable &
 365 Tauxe, 1990; Tauxe et al., 1991).

366

Location	Site	N	Type	Scalar Results					Directional Results			
				Km (10°SI)	L	F	P'	T	K1 (D/I)	K3 (D/I)	E ¹²	E ¹³
Perau Branco	PCP101	29	Tube	5.71	1.005	1.001	1.015	0.16	148/02	252/83	015/06	037/06
	PCP102	33	Lava	6.92	1.002	1.002	1.004	-0.004	306/01	210/77	016/12	034/13
Casa de Pedra	PCP103	31	Tube	7.1	1.001	1.003	1.004	0.387	163/14	306/77	044/16	026/19
	PCP104	24	Lava	9.51	1.002	1.001	1.004	-0.236	083/01	178/83	025/09	012/19
Dal Pai I	PCP105	25	Tube	5.58	1.002	1.002	1.004	-0.112	170/01	075/72	025/06	017/10
	PCP106	26	Lava	17.17	1.002	1.005	1.007	0.369	236/07	341/65	032/11	034/11
	PCP107	34	Lava	38.09	1.005	1.008	1.014	0.232	017/01	109/73	040/12	016/10
Dal Pai II	PCP108	22	Lobe	1.13	1.003	1.004	1.007	0.226	167/02	263/70	044/09	022/09
	PCP109	33	Lava	21.06	1.002	1.004	1.007	0.174	049/14	196/74	073/11	017/11
Duarte	PCP110	29	Lobe	10.43	1.002	1.003	1.005	0.087	256/03	162/53	029/20	048/20
	PCP111	33	Lava	19.08	1.004	1.007	1.011	0.196	271/17	049/68	033/13	017/13
Pinhão	PCP112	29	Tube	11.75	1.004	1.005	1.009	0.219	046/25	235/64	033/13	025/18
	PCP113	27	Lava	51.51	1.008	1.015	1.024	0.333	068/04	163/51	061/10	025/10
	PCP114	25	Lava	26.75	1.013	1.013	1.027	0.049	322/11	177/76	047/06	011/05

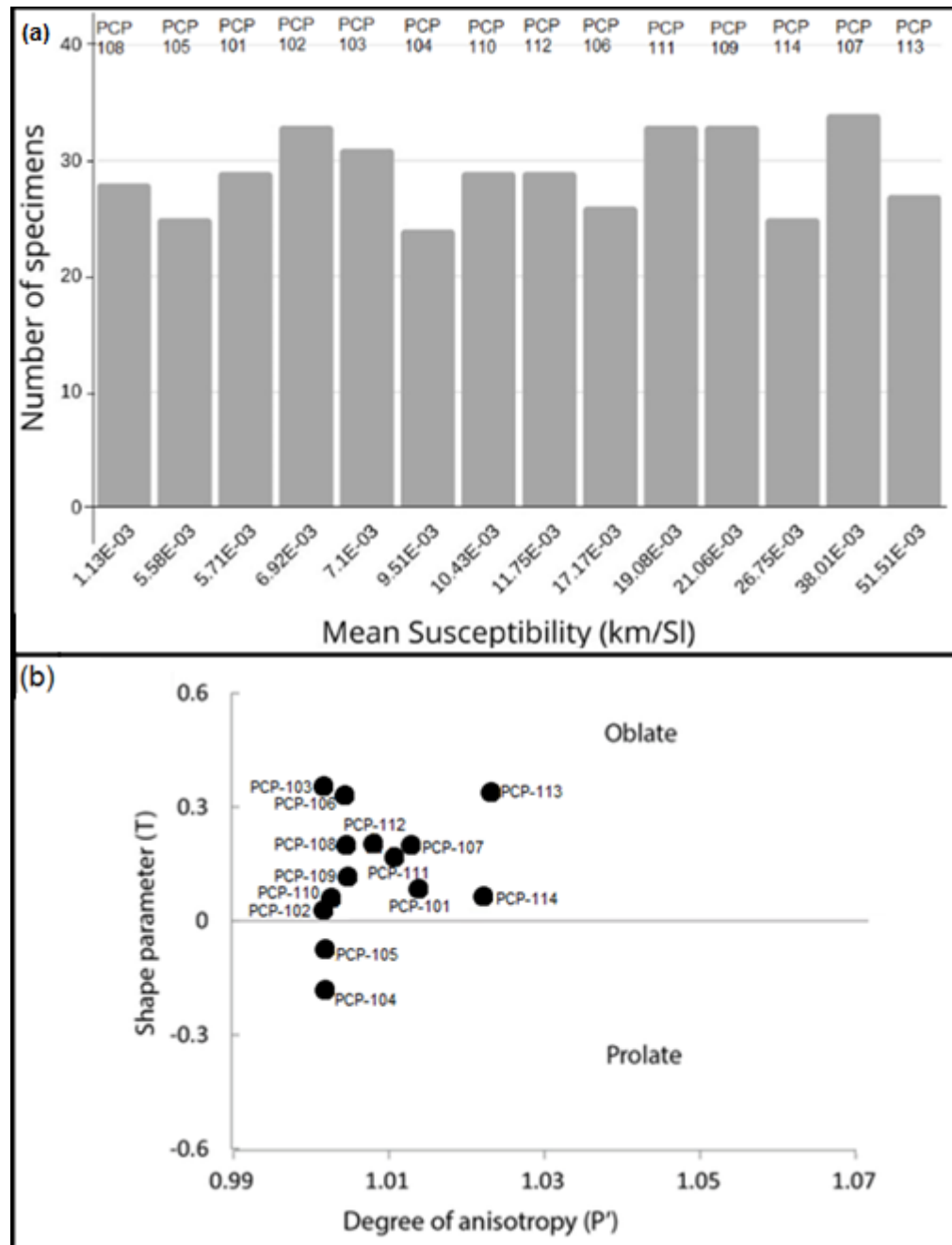


Figure 8. (A) Mean Magnetic Susceptibility (SI) vs. Number of Specimens. (B) Degree of anisotropy (P') vs. Shape Parameter (T).

367

368

369

370

371 PCP rocks display values of K ranging from $1.13 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ to 51.53×10^{-3}
 372 Am^2/kg , suggesting a significant contribution of ferromagnetic carriers of the resultant
 373 AMS fabric (e.g., Tarling & Hrouda, 1993). The magnetic ellipsoid mainly exhibits low
 374 anisotropy values ($P' < 1.03$) with oblate shape, with exception for the sites PCP-104
 375 and PCP-105. In conclusion, the PCP rocks have relatively high K -values and exhibit
 376 a primary AMS pattern resulting from intrusion/eruption process in the province.

377 4.4 Comparison between field orientation measures and inferred magnetic fabrics

378

379 The magma flow directions inferred using the magnetic fabric in drained lava
380 tubes and lobes and the orientation of them measured in the field showed good
381 results from all studied sites. The difference between measured and inferred flow
382 direction varied from 15° to 117° , and in 5 of the 6 sites this difference was less than
383 50° .

384 The general lava flow direction in the Perau Branco site is to the South-
385 southeast. The measured tube direction is southeast (135°) and the AMS inferred is
386 to south (170°), with a difference of 35° . The inferred flow direction in the underlying
387 pahoehoe flow is to Southeast (160°). See table 3 and supplementary material.

388 In the Casa de Pedra tube the general lava flow is to South. The measured
389 tube direction is to the Southwest (205°) and inferred is to Southeast (157°), with a
390 difference of 48° (Fig. 9). The inferred flow direction in overlying massive pahoehoe
391 is to the South (190°).

392 In the Dal Pai I site the general lava flow is to South and shows the greater
393 difference between measured and inferred AMS flow directions. The measured tube
394 direction is to East-southeast (103°) and inferred AMS is to southwest (220°), with a
395 difference of 117° . The inferred flow direction in underlying pahoehoe flow is to
396 South-southeast (155°) and in the overlying pahoehoe flow is to South (187°). See
397 table 3 and supplementary material.

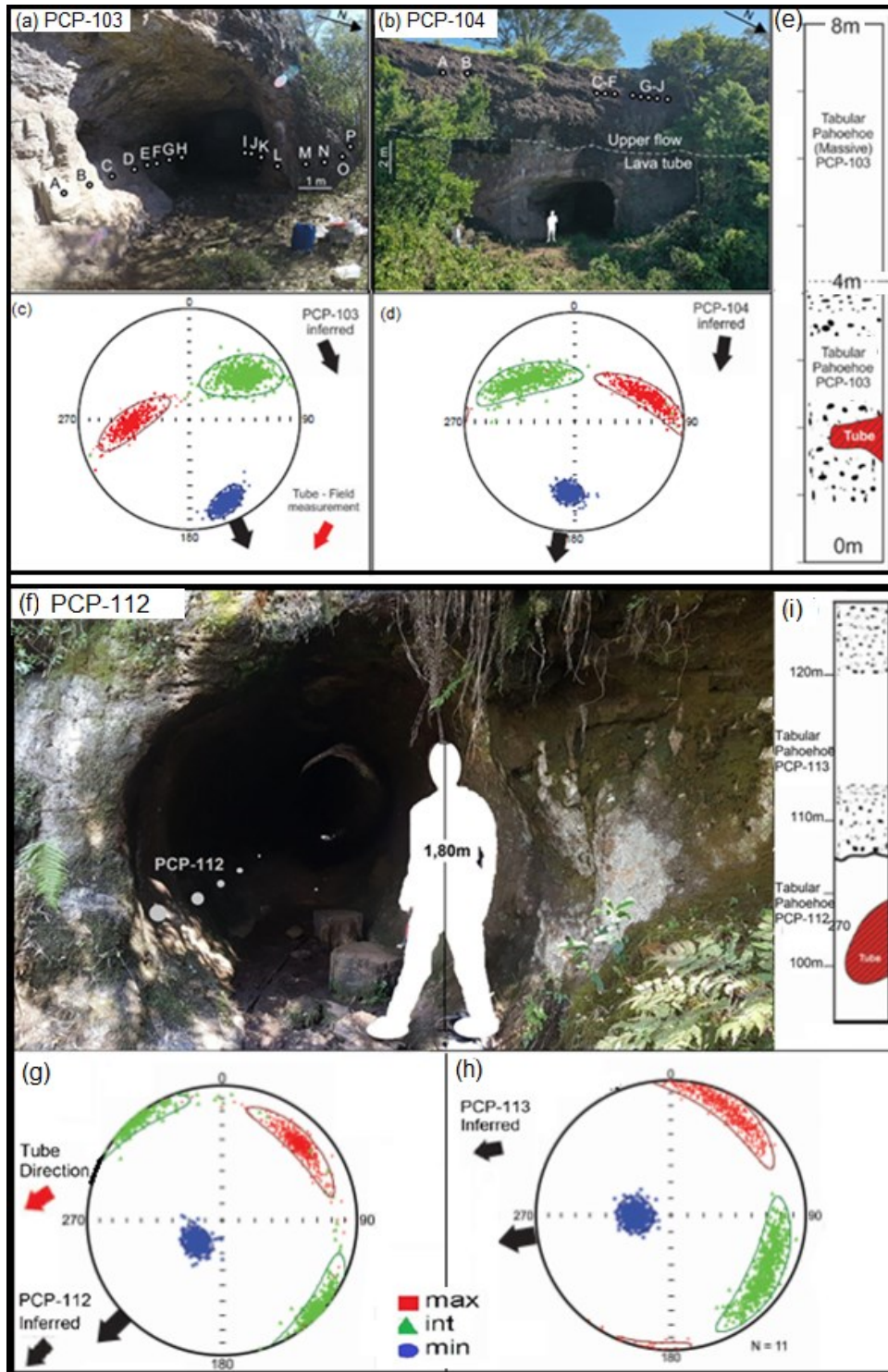
398 In Dal Pai II site the main direction of lava flow is to Southwest. The measured
399 lobe direction is Southwest (240°) and the AMS inferred direction is to West (275°),
400 with a difference of 30° . The inferred flow direction in underlying pahoehoe flow is to
401 Southwest (250°). See table 3 and supplementary material.

402 The general lava flow direction in Duarte site is to East and Northeast. The
403 measured lobe direction is to East (90°) and inferred AMS direction is to Northeast
404 (40°), with a difference of 50° . The inferred AMS flow direction in underlying tabular
405 pahoehoe is to Northeast (50°). See table 3 and supplementary material.

406 The general lava flow direction in Pinhão tube is Southwest. The tube direction
407 is to Southwest (240°) and the AMS inferred direction is to Southwest (225°), with a

408 difference of 15° (Fig. 9). The AMS inferred flow direction in the underlying pahoehoe
409 flow is to Southwest (243°) and in the overlying pahoehoe flow is to West (260°).
410 Among all sites, Pinhão tube presents the best structure to infer a flow direction from
411 the tube orientation, because it is a perfectly cylindrical and unidirectional (SW) lava
412 tube. In this case the AMS inferred direction was highly compatible with the observed
413 tube direction All the directions from both proxies are summarized in table 3.

414



415 Figure 9. (a) Site PCP-103 (Casa de Pedra tube) with sample location. (b) General view of the
 416 Casa de Pedra tube (PCP-103) and overlying massive pahoehoe (PCP-104). (c) AMS stereograms of
 417 the PCP-103. (d) AMM stereograms of the PCP-104. (e) Local stratigraphy. (f) View of the Pinhão tube
 418 opening with PCP-112 sample location. (g) Local stratigraphy. (h) AMS stereograms of the tube walls
 419 (PCP-112) and the upper pahoehoe lava flow (PCP-113). (i) Local stratigraphy.

420

421 Table 3. Overview of the orientation differences between field measures and
 422 AMS determinations

	AMS Sites	Field	AMS
Perau Branco	PCP101 lava tube	SE (135 ⁰)	S (170 ⁰)
	PCP 102 massive lava flow		SSE (160 ⁰)
Casa da Pedra	PCP103 lava tube	SSW (205 ⁰)	SSE (157 ⁰)
	PCP 104 massive lava flow		S (190 ⁰)
Dal Pai I	PCP105 lava flow above tube		S (187 ⁰)
	PCP106 lava tube	SW (103 ⁰)	S (220 ⁰)
	PCP107 lava flow below tube		SSE (155 ⁰)
Dal Pai II	PCP108 lava lobe	SW (240 ⁰)	W (275 ⁰)
	PCP 109 massive lava flow		W (250 ⁰)
Duarte	PCP110 lava lobe	E (90 ⁰)	NE (40 ⁰)
	PCP111 massive lava flow		NE (50 ⁰)
Pinhão	PCP112 lava tube	SWW (240 ⁰)	SW (225 ⁰)
	PCP113 massive lava flow		SW (243 ⁰)
	PCP114 massive flow		W (260 ⁰)

423

424 5. Discussions

425 5.1. Rock magnetic properties

426

427 The rock magnetic properties of all sites are interpreted from Curie
 428 temperatures, hysteresis loops, IRM acquisition curves and FORCs diagrams to be
 429 carried by Ti-poor titanomagnetite. The occurrence of Ti-poor titanomagnetite is
 430 supported by other studies of the PEIP rocks (Ernesto et al., 1990, 1996, 1999, 2021;
 431 Tamrat & Ernesto, 1999; Alva-Valdivia et al., 2003; Goguitchaichvili et al. al., 2013;

432 Mena et al., 2006). Petrographic and SEM investigations confirm the compositions of
433 titanomagnetite to samples analyzed. Curie temperature determinations agree with
434 Ti-poor titanomagnetite for all sites. A late-stage magmatic Ti-poor titanomagnetite is
435 therefore suggested as the primary magnetic mineral in all PCP rocks.

436 Our rock magnetic investigation from PCP rocks showed Ti-poor
437 titanomagnetite in the pseudo-single domain (PSD)/vortex state domain structure or
438 mixtures of SD and MD magnetite grains (Roberts et al., 2000, 2017, 2018). The
439 magnetic granulometry as indicated by the Day plot (Fig. 7e; Day et al., 1977).

440

441 5.2 Volcanic environment reconstruction using field and AMS data of the lava tubes,
442 lava lobes and massive flows.

443

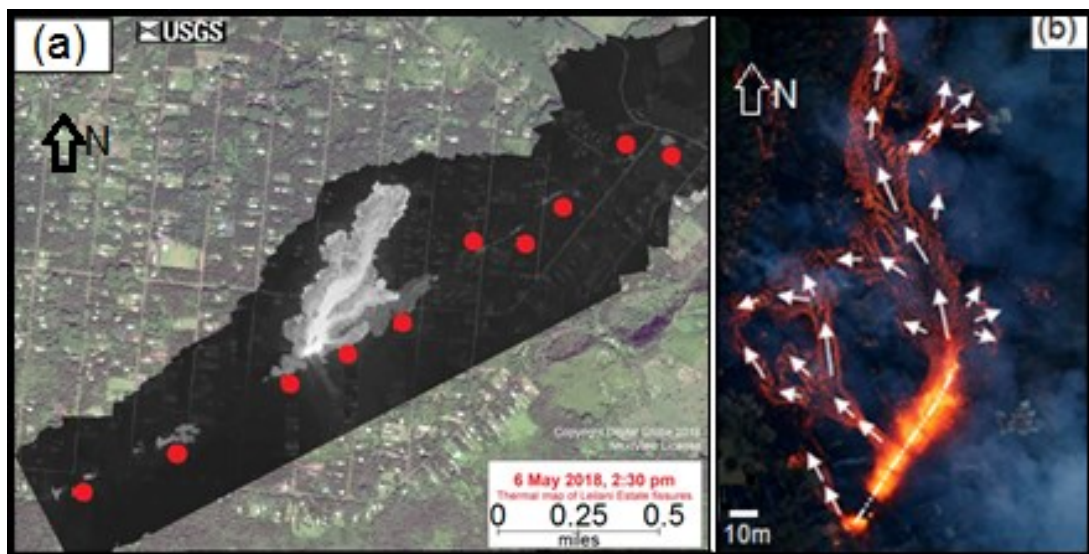
444 One of the challenges when working with ancient lava tubes and lobes is
445 identified its dynamical properties, usually easily observed on active volcanic
446 systems. The first studies concerning lava tubes were elaborated from field
447 observations of active volcanic systems in Hawaii. Thereby, the three main
448 characteristics linked to these structures formation are: moderate effusion rates,
449 active eruption for two or more days, and low viscosity of the flow (e.g. pahoehoe-
450 type lava flows) (Grelley, 1987). These features act as channels contributing to the
451 transport of lava over considerable distances from the source area, with significant
452 volumes flowing through these channels due to isolation of the flux from cooler
453 surfaces, slowing the solidification (Calvari & Pinkerton, 1999). Yet, regarding the
454 tube size and morphology, it seems to be controlled by the effusion rate and by the
455 topography which regulate the mechanisms and how fast they form, allowing or not
456 the propagating of pahoehoe and a'a' lavas. Usually the network of tubes can be
457 reactivated in new volcanic episodes, with the new flows following through the
458 system of tubes already formed, as in the eruptions on Mount Etna, between 1991
459 and 1993 (Calvari & Pinkerton, 1998).

460 In active volcanic areas the observation of the vents, lava flow advance and
461 the formation of the lava tubes make it possible to envisage the volcanic system.
462 However, examples of preserved lava tubes and lobes and vent areas are scarce in
463 ancient CFBs, making difficult the reconstruction of the volcanic paleoenvironment.

464 Giant dyke swarms are often invoked as feeders of the CFBs (e.g Ernst et al., 1995;
 465 Self et al., 1997; Coffin et al., 2006). Dykes are common in the basement and
 466 sedimentary rocks of the basins (e.g. Columbia River basalts, Paraná-Etendeka
 467 igneous province), but the recognition of them inside the volcanic pile is difficult.
 468 Generally, large lineaments are interpreted as fissure feeders.

469 The lava flux direction obtained from field and AMS data are similar in lava
 470 tubes and lava lobes. Further, the AMS directions of the massive pahoehoe flows are
 471 reliable. Among the evaluated sites, five showed differences minor than 50 degrees
 472 between both proxies, while one site have difference of 117 degrees.

473 Comparing our data with 2018 eruptions along Lailane Estate fissure from
 474 Kilauea volcano, we can trace similarities with the range directions from the lava flux
 475 along a fissure vent (Fig. 10). According to Lundgren et al. (2011) lavas spread
 476 mostly perpendicular to the fissures conduits. However, analyzing the PEIP flow
 477 direction a greater variation, reaching almost 180 degrees is observed (Fig. 10b).



478

479 Figure 10. (a) Thermal Map Leilani Estate fissure, Kilauea, red points as eruptive focus.

480 Source: usgs.gov. (b) Directions of flows erupted from Leilani Estate fissure, Kilauea. Source:

481

Paradise Helicopters/ExtremeExposure.

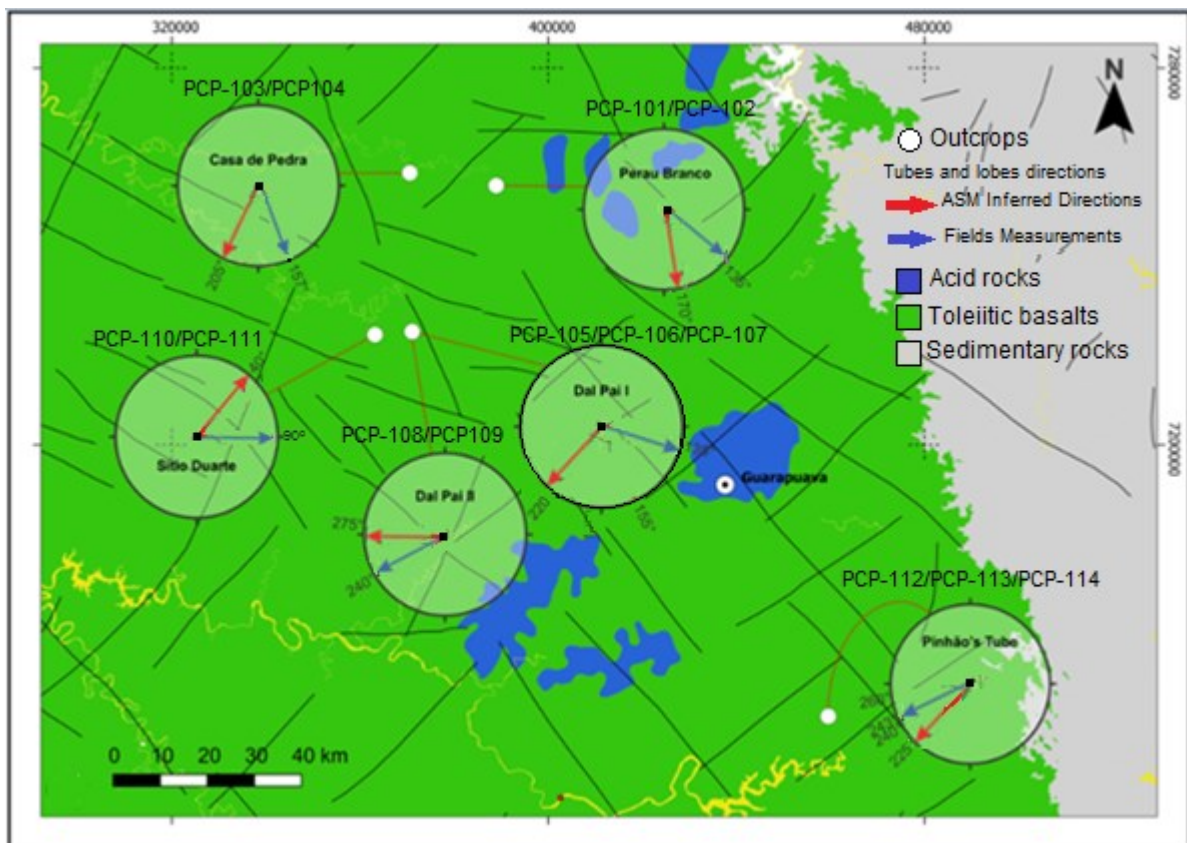
482

483

484

485 It is well-known that great portion of the PEIP was generated in a short period
 486 of time, about 1-2 million years. Thus considering the large extension and the
 487 prevailing geochemical differences between magmas, other conduits are expected
 488 beyond the three major swarm dykes (Ponta Grossa, Serra do Mar and
 489 Florianópolis). Structural lineaments were traced on study area and related to these
 490 feeders, suggesting them as the source of the nearest lava flow. Lineaments with
 491 orientation NE-SW and NW-SE are the more expressive in the study area (Fig. 11).

492 Three PCP sites (Perau Branco, Casa de Pedra and Dal Pai I) have the main
 493 flow direction towards the SE/SW quadrants. Two PCP sites (Dal Pai II and Pinhão)
 494 show the main flow direction to W-SW, and the Duarte site flow direction to NE
 495 (Fig. 11).



496

Figure 11. Sites localization with field measurements and AMS flow direction.

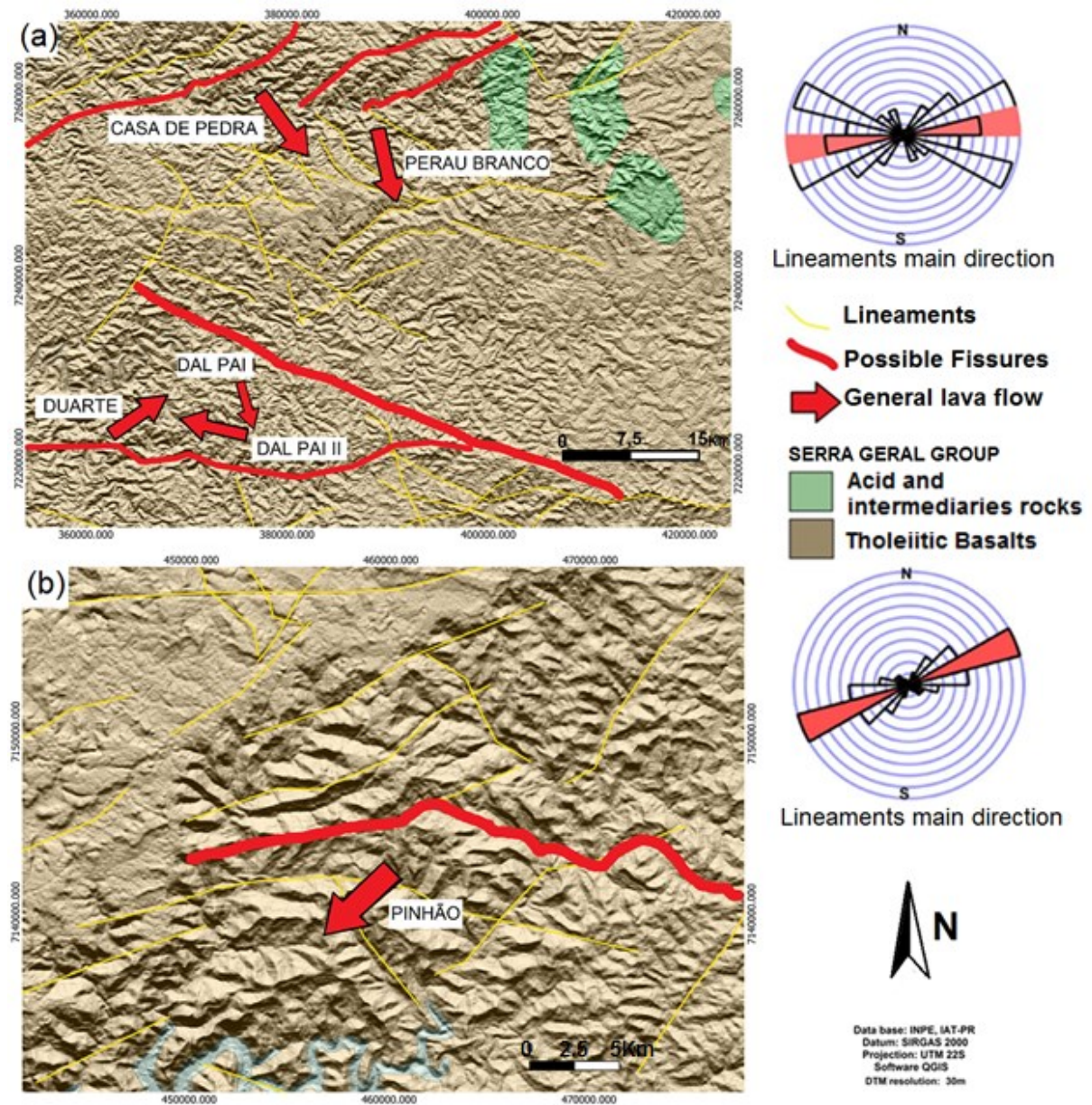
497

498 The sites Perau Branco (PCP-101/102) and Casa de Pedra (PCP-103/104)
 499 are at a distance of approximately 25km from each other, the predominant flow

500 directions in these sites are to Southeast, they are assigned to the same source
501 area, related to possible northeast fissures (Fig. 13a).

502 The sites Dal Pai I (PCP-105/106/107) and Dal Pai II (PCP-108/109) are very
503 near, about 1 km a way, but they have distinct flow directions. The Dal Pai II show
504 flow direction to South and can be related to NW lineament located at North (Fig.
505 14a). The sites Dal Pai I (general flow direction to West Northwest) and Duarte
506 (general flow direction to Northeast) can be related to W-E lineament located at
507 South (Fig. 12a).

508 The Pinhão site (PCP-112/113/114) have general flow direction to Southwest
509 and is related to east-west lineament (Fig. 12b).



510

511

Figure 12. Hillshade maps with main lineaments and general flow directions. (a) Paleomagnetism sites: Perau Branco, Casa de Pedra, Dal Pai I, Dal Pai II and Duarte with general flow directions and possible source areas (fissures). (b) Pinhão site with general flow directions and the possible source area (fissure).

515

516

517 **6 Conclusions**

518 The detailed evaluation of the occurrence of drained lava tubes and lobes of
519 the PEIP, coupled with the data from AMS technique in these structures and also in
520 massive lava flows allows to trace some conclusions:

521 - The inferred AMS lava flows directions in the drained lava tubes and lobes
522 are similar to measured direction in the field.

523 - The inferred AMS directions from related massive lava flows show little
524 variation when compared to inferred AMS and field measurements of the drained
525 lava tubes and lobes.

526 - The lava flow directions data obtained (field measurements and AMS) when
527 coupled with structural lineaments (possible fissure feeder) allow viewing the lava
528 flow dynamics in the study area.

529 - The AMS is a useful and reliable technique to determine lava flow direction in
530 lava tube, lava lobes and massive lavas flows from CFBs.

531

532

533

534

535

536

537

538

539

540

541

542 **Acknowledgments, Samples, and Data**

543 The authors acknowledge the SEM and EDX measurements performed in
 544 Laboratório de Microanálise_of the Physics Institute, UFRGS, and the measurements
 545 performed in Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) of the Astronomy,
 546 Geophysics and Atmosphere Sciences Institute of Universidade de São Paulo, Brazil

547

548 Credit authorship contribution statement

549

550 A. M. Borges: Fieldwork, Conceptualization, Data curation, Investigation, Writing –
 551 original draft. B. L. Waichel: Fieldwork, Conceptualization, Investigation, Resources,
 552 Writing – review & editing, Supervision. J. F. Savian: Fieldwork, Investigation,
 553 Resources, Writing – review & edit-ing, Supervision. R. Hinrich: Scanning Electron
 554 Microscope, Writing – review & editing. D. R. Briske: Fieldwork, Writing – review &
 555 editing. M. B Haag: Writing – review & editing. J. H. Gambeta. R. I. F. Trindade: AMS
 556 measurements and analysis Writing – review & editing. L. D. Mouro: Fieldwork
 557 Writing – review & editing.

558

559 **References**

560 Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R.; Bartorelli, A.: Magmatismo pós-Paleozóico no
 561 Brasil. In: Hasui, Y. et al. (Org.). Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012,
 562 p.430-452.

563 Anchuela, P. O., Imaz A. G., Gil-Peña, I., Maestro, A., Galindo-Zaldivar, J., López-
 564 Martínez, J., Rey, J., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Application of AMS for
 565 reconstruction of the geological evolution of recent volcanic systems: Case of
 566 Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica), Tectonophysics, Volume
 567 626, 2014, Pages 69-85, ISSN 0040-1951,
 568 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.032>.
 569 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195114001681>)

570 Bascou, J., Camps, P., Dautria, J. M., Magnetic versus crystallographic fabrics in a
 571 basaltic lava flow, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume
 572 145, Issues 1–2, 2005, Pages 119-135, ISSN 0377-0273,
 573 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.007>.
 574 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027305000259>)

575 Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramont, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, G. I.,
 576 Piccirillo, E. M., Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau

- 577 (Brazil): Palaeomagnetism, Petrogenesis and Geodynamic Implications, *Journal*
 578 *of Petrology*, Volume 25, Issue 3, August 1984, Pages 579–618,
 579 <https://doi.org/10.1093/petrology/25.3.579>
- 580 Benites, S., Sommer, C. A., De Lima, E. F., Savian, J. F., Haag, M. B., Moncinhatto,
 581 T. R., Da Trindade. R. I. F., Characterization of volcanic structures associated to
 582 the silicic magmatism of the Paraná-Etendeka Province, in the Aparados da
 583 Serra region, southern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*. ISSN
 584 0001-3765. 2020. DOI 10.1590/0001-3765202020180981
- 585 Bondre, N.R., Duraiswami, R.A. & Dole, G. Morphology and emplacement of flows
 586 from the Deccan Volcanic Province, India. *Bull Volcanol* 66, 29–45 (2004).
 587 <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0294-x>
- 588 Bryan, S. E., Ukstins Peate, I., Peate, D. W., Self, S., Jerram, D. A., Mawby, M. R.,
 589 Marsh, J. S., Miller, J. A. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth*
 590 *science Reviews*, 102(3), 207–229.
- 591 Callot, J. P., Geoffroy, L., Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred
 592 from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a
 593 volcanic margin, *Geophysical Journal International*, Volume 159, Issue 2,
 594 November 2004, Pages 816–830, [https://doi.org/10.1111/j.1365-](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x)
 595 [246X.2004.02426.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x)
- 596 Chadima, M., Cajz, V., Týcová, P. On the interpretation of normal and inverse
 597 magnetic fabric in dikes: Examples from the Eger Graben, NW Bohemian Massif,
 598 *Tectonophysics*, Volume 466, Issues 1–2, 2009, Pages 47–63, ISSN 0040-1951,
 599 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.005>.
 600 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195108004290>)
- 601 Calvari, S., Pinkerton, H. (1999). Lava tube morphology on Etna and evidence for
 602 lava flow emplacement mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal*
 603 *Research*, 90, 263–280.
- 604 Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., Herrero-Bervera, E. Magnetic fabric and flow
 605 direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico, *Journal of*
 606 *Volcanology and Geothermal Research*, Volume 65, Issues 3–4, 1995, Pages
 607 249–263, ISSN 0377-0273, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00110-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00110-3).
 608 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0377027394001103>)
- 609
- 610 Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L. & Herrero-Bervera, E. Journal of volcanology and
 611 geothermal meamh. The internal structure of lava flows-insights from AMS
 612 measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and 'a'5. *Journal of*
 613 *Volcanology and Geothermal Research* 76, 19–46 (1997).
- 614 Cañón-Tapia, E. M. & Raposo, M. I. B. Anisotropy of magnetic susceptibility of silicic
 615 rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South
 616 Brazil: Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and*
 617 *Geothermal Research* 355, 165–180 (2018).
- 618 Cañón-Tapia, E. M., Irene B. Raposo, I. B., Anisotropy of magnetic susceptibility of
 619 silicic rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South

- 620 Brazil: Implications for emplacement mechanisms, *Journal of Volcanology and*
 621 *Geothermal Research*, Volume 355, 2018, Pages 165-180, ISSN 0377-0273,
 622 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.018>.
 623 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027317304560>).
- 624 Coffin, M., Duncan, R., Eldholm, O., Fitton, J., Frey, F., Larsen, H., Mahoney, J.,
 625 Saunders, A., Schlich, R., Wallace, P. (2006). Large Igneous Provinces and
 626 Scientific Ocean Drilling: Status Quo and A Look Ahead. *Oceanography*. 19. 150-
 627 160. 10.5670/oceanog.2006.13.
- 628 Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., and Schmidt, P. W. (1997), Paleomagnetism and
 629 paleothermometry of the Sydney Basin 2. Origin of anomalously high unblocking
 630 temperatures, *J. Geophys. Res.*, 102(B12), 27285– 27295,
 631 doi:10.1029/97JB02478.
- 632 Dunlop, D. J., Theory and application of the Day plot (*Mrs/Ms versus Hcr/Hc*), 1.
 633 Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, 107(
 634 B3), doi:10.1029/2001JB000486, 2002.
- 635 Duraiswami, R. A., Bondre, N. R., Dole, G. (2004). Possible lava tube system in a
 636 hummocky lava flow at Daund, western Deccan Volcanic Province, India.
 637 *Proceedings of the Indian Academy of Science*, 113(4), 819–829.
- 638 England, R (2008). W. Lowrie 2007. *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. X 381 pp.
 639 Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. *Geological*
 640 *Magazine*, 145(4), 601-602. Doi:10.1017/s0016756808004871
- 641 Ferré, E., Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics, *Geophys.*
 642 *Res. Lett.*, 29(7), doi:10.1029/2001GL014367, 2002.
- 643 Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Marteleto, N.S. (2017)
 644 Geological, geochemical and isotope diversity of ~134Ma dykes from the
 645 Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on
 646 petrogenesis, In *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- 647 Gomes A. S., Vasconcelos, P. M., Oliveira Carmo, I. O., Quantifying the effects of
 648 alteration and acid treatment for whole-rock basalt 40Ar/39Ar geochronology,
 649 *Chemical Geology*, Volume 560, 2021, 119998, ISSN 0009-2541,
 650 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119998>.
 651 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254120305374>).
- 652 Glen, J. M. G., Renne, P. R., Milner, S. C., Coe. R. S.; Magma flow inferred from
 653 anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous
 654 province: Evidence for rifting before flood volcanism. *Geology* 1997;; 25 (12):
 655 1131–1134. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1131:MFIFAO>2.3.CO;2)
 656 [7613\(1997\)025<1131:MFIFAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1131:MFIFAO>2.3.CO;2)
- 657 Guimarães, L. F., Raposo, M. I. B., Janasi, V. A., Cañón-Tapia, E., Polo, L. A., An
 658 AMS study of different silicic units from the southern Paraná-Etendeka Magmatic
 659 Province in Brazil: Implications for the identification of flow directions and local
 660 sources, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 355, 2018,
 661 Pages 304-318, ISSN 0377-0273,
 662 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.014>.
 663 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027317306807>)

- 664 Greeley R. 1987. The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *US Geological*
665 *Survey Professional Paper* **1350**, 1589–1602.
- 666 Haag, M. B., Freitas, R. B., Sommer, C. A., Savian, J. F., Lima, E. F., Gambeta, J.
667 H., Lyra, D. S., Trindade, R. I. F. (2021a). Multi-proxy case study of a
668 Neoproterozoic rhyolite flow in southernmost Brazil: Emplacement mechanisms
669 and implications for ancient felsic lavas. *Journal of South American Earth*
670 *Sciences*, *107*, 102982. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102982>
- 671 Haag, M. B., Sommer, C. A., Savian, J. F., Casseli, A. T., Moncinhatto, T. R.,
672 Hartmann, G. A., Ort, M. H., Poletti, W., Trindade, R. I. F. (2021b). AMS and rock
673 magnetism in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Southern Andes):
674 Emission center, flow dynamics, and implications to the emplacement of non-
675 welded PDCs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *416*, 107283.
676 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107283>
- 677 Harrison, R. J., and Feinberg, J. M. (2008), FORCinel: An improved algorithm for
678 calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted
679 regression smoothing, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *9*, Q05016,
680 doi:10.1029/2008GC001987.
- 681 Hrouda, F., A technique for the measurement of thermal changes of magnetic
682 susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2
683 Kappabridge, *Geophysical Journal International*, Volume 118, Issue 3,
684 September 1994, Pages 604–612, [https://doi.org/10.1111/j.1365-](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x)
685 [246X.1994.tb03987.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x)
- 686 Hrouda, F. Indices for Numerical Characterization of the Alteration Processes of
687 Magnetic Minerals Taking Place During Investigation of Temperature Variation of
688 Magnetic Susceptibility. *Studia Geophysica et Geodaetica* *47*, 847–861 (2003).
689 <https://doi.org/10.1023/A:1026398920172>
- 690 Hrouda, F. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks in the Rayleigh Law region:
691 Modelling errors arising from linear fit to non-linear data. *Stud Geophys Geod* *51*,
692 423–438 (2007). <https://doi.org/10.1007/s11200-007-0024-5>
- 693 Janasi, V. A., Freitas, V. A., Heaman, L. H., The onset of flood basalt volcanism,
694 Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a
695 Chapecó-type dacite, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 302, Issues
696 1–2, 2011, Pages 147–153, ISSN 0012-821X,
697 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.005>.
698 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10007570>)
- 699 Jelinek, V., Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, Volume
700 79, Issues 3–4, 1981, Pages T63–T67, ISSN 0040-
701 1951, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).
702 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0040195181901104>).
- 703 Jerram, D. A., Mountney, N., Holzforster, F., Stollhofen, H. (1999). Internal
704 stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW
705 Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*,
706 *28*, 393–418.

- 707 Jerram, D. A., 2002. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In:
708 Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted
709 Margins: Boulder, Colorado, Geological Society of American Special Paper, 362,
710 121–135.
- 711 Knight, M. D., and Walker, G. P. L. (1988), Magma flow directions in dikes of the
712 Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, *J. Geophys.*
713 *Res.*, 93(B5), 4301– 4319, doi:10.1029/JB093iB05p04301.
- 714 Lundgren, P., Poland, M., Miklius, A., Orr, T., Yun, S.-H., Fielding, E., Liu, Z.,
715 Tanaka, A., Szeliga, W., Hensley, S., and Owen, S. (2013), Evolution of dike
716 opening during the March 2011 Kamoamoā fissure eruption, Kīlauea Volcano,
717 Hawai‘i, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 897– 914, doi:10.1002/jgrb.50108.
- 718 Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., De Sousa, M. A., Civetta, L., Atalla, L.,
719 Innocenti, F., Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin
720 and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State
721 (Southern Brazil), *Journal of Petrology*, Volume 26, Issue 1, February 1985,
722 Pages 187–209, <https://doi.org/10.1093/petrology/26.1.187>
- 723 Merle, O. (2000). Numerical modelling of strain in lava tubes. *Bulletin of*
724 *Volcanology* 62, 53–58
- 725 Pasqualon, N. G., Savian, J. F., Lima, E. F., Luz, F. R., Moncinhatto, T. R., Trindade,
726 R. I. F. (2020). Emplacement dynamics of alkaline volcanic and subvolcanic
727 rocks in Trindade Island, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal*
728 *Research*, 406, 107078. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107078>
- 729 Passey, S., Bell, B. R. (2007). Morphologies and emplacement mechanisms of the
730 lava flows of the Faroe Islands Basalt Group, Faroe Islands, NE Atlantic Ocean.
731 *Bulletin of Volcanology*, 70, 139–156.
- 732 Peterson, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R.I. *et al.* Development of lava tubes in the
733 light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull Volcanol* 56,
734 343–360 (1994). <https://doi.org/10.1007/BF00326461>.
- 735 Tamrat, E., Ernesto, M. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic
736 flood basalts of the Paraná Basin, Brazil, *Journal of Geodynamics*, Volume 28,
737 Issues 4–5, 1999, Pages 419-437, ISSN 0264-3707,
738 [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00019-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00019-8).
739 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370799000198>)
- 740 Thiago R Moncinhatto, Maurício B Haag, Gelvam A Hartmann, Jairo F Savian, Wilbor
741 Poletti, Carlos A Sommer, Alberto T Caselli, Ricardo I F Trindade, Mineralogical
742 control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the
743 Caviahue-Copahue field (Argentina), *Geophysical Journal International*, Volume
744 220, Issue 2, February 2020, Pages 821–838, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz483>
- 745 Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., Magmatism
746 and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar
747 geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 121, Issues 3–4,
748 1994, Pages 333-348, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
749 [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
750 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X94900760>)

- 751 Thiede, D. S., Vasconcelos, P. M.; Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis
752 confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 2010;; 38 (8): 747–750. doi:
753 <https://doi.org/10.1130/G30919.1>
- 754 R. E. Ernst, J.W. Head, E. Parfitt, E. Grosfils, L. Wilson, Giant radiating dyke swarms
755 on Earth and Venus, *Earth-Science Reviews*, Volume 39, Issues 1-2, 1995,
756 Pages 1-58, ISSN 0012-8285, [http://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00017-5](http://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00017-5).
- 757 Raposo, M, I, B., E, Cañón-Tapia, Anisotropy of magnetic susceptibility of silicic
758 rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South
759 Brazil: Implications for emplacement mechanisms, *Journal of Volcanology and*
760 *Geothermal Research*, Volume 355,
761 2018, Pages 165-180, ISSN 0377-0273,
762 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.018>.
763 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027317304560>).
- 764 R. Lanza & A. Meloni 2006. *The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists*. xi
765 278 pp. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. ISBN13 978 3 540 27979
766 2. *Geological Magazine*, 144(6), 1027-1028. doi:10.1017/S0016756807003238
- 767 Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prevôt, M., Perrin, M.
768 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the
769 Jurrasic-Cretaceous Boundary. *Science*, Vol 258, issue 5084, pp. 975-979. DOI
770 10.1126/science.258.5084.97
- 771 Raposo, M. I. B., and Ernesto, M. (1995), An Early Cretaceous paleomagnetic pole
772 from Ponta Grossa dikes (Brazil): Implications for the South American Mesozoic
773 apparent polar wander path, *J. Geophys. Res.*, 100(B10), 20095– 20109,
774 doi:10.1029/95JB01681.
- 775 Raposo, M. I. B., Berquó, T. S., Tectonic fabric revealed by AARM of the proterozoic
776 mafic dike swarm in the Salvador city (Bahia State): São Francisco Craton, NE
777 Brazil, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 167, Issues 3–4,
778 2008, Pages 179-194, ISSN 0031-9201,
779 <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.03.012>.
- 780 Rochette, P. (1998). Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks, *Earth and*
781 *Planetary Science Letters*, Volume 90, Issue 2, Pages 229-237, ISSN 0012-
782 821X, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90103-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90103-3).
783 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X88901033>)
- 784 Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X., & Pike, C. R. (2014). Understanding fine
785 magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams.
786 *Reviews of Geophysics*, 52, 557– 602. <https://doi.org/10.1002/2014RG000462>
- 787 Rossetti, L., Lima, E. F., Waichel, B. L., Hole, M. J., Simões, M. S., Scherer, C. M. S.,
788 Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka
789 Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework,
790 *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 355, 2018, Pages 98-
791 114, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008>.
792 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027317302810>)

- 793 Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L. (1997). Emplacement of continental flood
794 basalts flows. In: Mahoney, J.J., Coffin, M. (Eds.), Large Igneous Provinces 100.
795 American Geophysical Union Monograph, pp. 381–410.
- 796 Self, S., Keszthelyi, L., Thordarson, T. (1998). The importance of pahoehoe. Annual
797 Review of Earth and Planetary Sciences, 26, 81–110.
- 798 Single, R. T., Jerram, D. A. (2004). The 3-D facies architecture of flood basalt
799 provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye
800 Lava Field. *Journal of the Geological Society*, 161, 911–926.
- 801 Symons, D. T. A. (1975), Age and flow direction from magnetic measurements on the
802 historic Aiyansh flow, British Columbia, *J. Geophys. Res.*, 80(17), 2622– 2626,
803 doi:10.1029/JB080i017p02622.
- 804 Tamrat, E., Ernesto, M. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic
805 flood basalts of the Paraná Basin, Brazil, *Journal of Geodynamics*, Volume 28,
806 Issues 4–5, 1999, Pages 419-437, ISSN 0264-3707,
807 [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00019-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00019-8).
808 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370799000198>).
- 809 Tarling, D., & Hrouda, F. (Eds.). (1993). *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer
810 Science & Business Media.
- 811 Tauxe, L. "Magnetostatigraphy of Upper Paleocene—Lower Eocene Marine and
812 Terrestrial Sequences." *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events*
813 *in the Marine and Terrestrial Records* (1998): 67.
- 814 Tauxe, L., Gee, J. S., and Staudigel, H. (1998), Flow directions in dikes from
815 anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way, *J. Geophys. Res.*,
816 103(B8), 17775– 17790, doi:10.1029/98JB01077.
- 817 Thiago R Moncinhatto, Maurício B Haag, Gelvam A Hartmann, Jairo F Savian, Wilbor
818 Poletti, Carlos A Sommer, Alberto T Caselli, Ricardo I F Trindade, Mineralogical
819 control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the
820 Caviahue-Copahue field (Argentina), *Geophysical Journal International*, Volume
821 220, Issue 2, February 2020, Pages 821–838, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz483>
- 822 Thiede, D. S., Vasconcelos, P. M.; Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis
823 confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology* 2010; 38 (8): 747–750. doi:
824 <https://doi.org/10.1130/G30919.1>
- 825 Tomek, F., Zak, J., Svojtka, M., (2016), Geochronology and magnetic fabrics of the
826 Altenberg-Teplice granite porphyry: implications for emplacement style of a
827 caldera ring dike.
- 828 Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., Magmatism
829 and continental break-up in the South Atlantic: high precision⁴⁰Ar-³⁹Ar
830 geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 121, Issues 3–4,
831 1994, Pages 333-348, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0)
832 [821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
833 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X94900760>)
- 834 Waichel, B. L., De Lima, E. F., & Sommer, C. A. (2006). Tipos de Derrame e
835 Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral:

- 836 Terminologia e Aspectos de Campo. *Pesquisas Em Geociências*, 33(2), 123–
837 133. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19521>
- 838 Waichel, B. L., Lima, E. F., Viana, A. R., Scherer, C. M., Bueno, G. V., Dutra, G.
839 (2012). Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline,
840 Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental
841 Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 216,
842 74–82.
- 843 Waichel, B. L., Tratz, E. B., Pietrobelli, G., Jerram, D. A., Calixto, G. R., Bacha, R. R.,
844 Tomazzolli, E. R., da Silva, W. B. (2013). Lava tubes from the Paraná-Etendeka
845 Continental Flood Basalt Province: Morphology and importance to emplacement
846 models. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 255–261.
- 847 Wiegand, M., Trumbull, R. B., Kontny, A., Greiling, R. O., An AMS study of magma
848 transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka
849 Province, Namibia, *Tectonophysics*, Volume 716, 2017, Pages 149-167, ISSN
850 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.016>.
851 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195116303511>)
- 852 Wing-Fatt, L., Stacey, F.D. Magnetic anisotropy of laboratory materials in which
853 magma flow is simulated. *PAGEOPH* 64, 78–80 (1966).
854 <https://doi.org/10.1007/BF00875533>
- 855 Tomek, F., Zak, J., Svojtka, M., (2016), Geochronology and magnetic fabrics of the
856 Altenberg-Teplice granite porphyry: implications for emplacement style of a
857 caldera ring dike.
- 858 Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., Magmatism
859 and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar
860 geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 121, Issues 3–4,
861 1994, Pages 333-348, ISSN 0012-821X, [https://doi.org/10.1016/0012-
862 821X\(94\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90076-0).
863 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X94900760>)
- 864 Waichel, B. L., De Lima, E. F., & Sommer, C. A. (2006). Tipos de Derrame e
865 Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral:
866 Terminologia e Aspectos de Campo. *Pesquisas Em Geociências*, 33(2), 123–
867 133. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19521>
- 868 Waichel, B. L., Lima, E. F., Viana, A. R., Scherer, C. M., Bueno, G. V., Dutra, G.
869 (2012). Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline,
870 Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental
871 Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 216,
872 74–82.
- 873 Waichel, B. L., Tratz, E. B., Pietrobelli, G., Jerram, D. A., Calixto, G. R., Bacha, R. R.,
874 Tomazzolli, E. R., da Silva, W. B. (2013). Lava tubes from the Paraná-Etendeka
875 Continental Flood Basalt Province: Morphology and importance to emplacement
876 models. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 255–261.
- 877 Wiegand, M., Trumbull, R. B., Kontny, A., Greiling, R. O., An AMS study of magma
878 transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka
879 Province, Namibia, *Tectonophysics*, Volume 716, 2017, Pages 149-167, ISSN

- 880 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.016>.
881 (<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195116303511>)
- 882 Wing-Fatt, L., Stacey, F.D. Magnetic anisotropy of laboratory materials in which
883 magma flow is simulated. *PAGEOPH* 64, 78–80 (1966).
884 <https://doi.org/10.1007/BF00875533>

5 PARÁGRAFO DE INTEGRAÇÃO

Nesta pesquisa também foi realizada outra produção textual em fase final de elaboração para submissão em revista científica, trata-se do estudo das paleotocas encontradas no município de São Joaquim, Santa Catarina e a atribuição da técnica de fotogrametria na construção de modelo tridimensional dessas morfologias. Tal produção é apresentada nas páginas seguintes.

6 ESTUDO PALEOTOCAS

6.1 INTRODUÇÃO

As paleotocas configuram uma formação espeleológica de origem biológica e são um importante registro dos animais pré-históricos que habitaram o continente sul-americano. Essa morfologia está relacionada com a escavação dos animais pertencentes à megafauna de mamíferos extintos, principalmente dos tatús e das preguiças gigantes (BUCHMANN et al., 2016). Estas cavernas ocorrem em sedimentos aluviais, rochas sedimentares, e no solo de alteração de rochas ígneas e metamórficas (BUCHMANN, 2003), nesta pesquisa foram estudados exemplares no município de São Joaquim, Santa Catarina encontradas em meio a rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral (GSG).

Por meio da técnica de fotogrametria tridimensional, produziu-se um modelo 3D da maior paleotoca encontrada nos afloramentos da região, com isso foi possível delimitar a morfologia da estrutura no interior do terreno, além de possibilitar a aquisição de dados quantitativos. A visualização da morfologia possibilitou comparar as feições das paleotocas com outra formação espeleológica do Grupo Serra Geral, os tubos de lava, estruturas vulcânicas com gênese relacionada ao fluxo de lava, ao longo do GSG até o presente tem-se apenas os registros descritos por Waichel et al (2013). A modelagem 3D torna-se uma importante ferramenta não só na análise direta do objeto de estudo, mas como meio de divulgação e conservação científica.

6.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de São Joaquim à 233km da capital Florianópolis, sobre a região do planalto do Estado de Santa Catarina, sul do Brasil (fig. 14). A abertura da paleotoca encontra-se nas coordenadas na projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) de: Longitude 602707.00 m E; Latitude 6871180.00 m S.

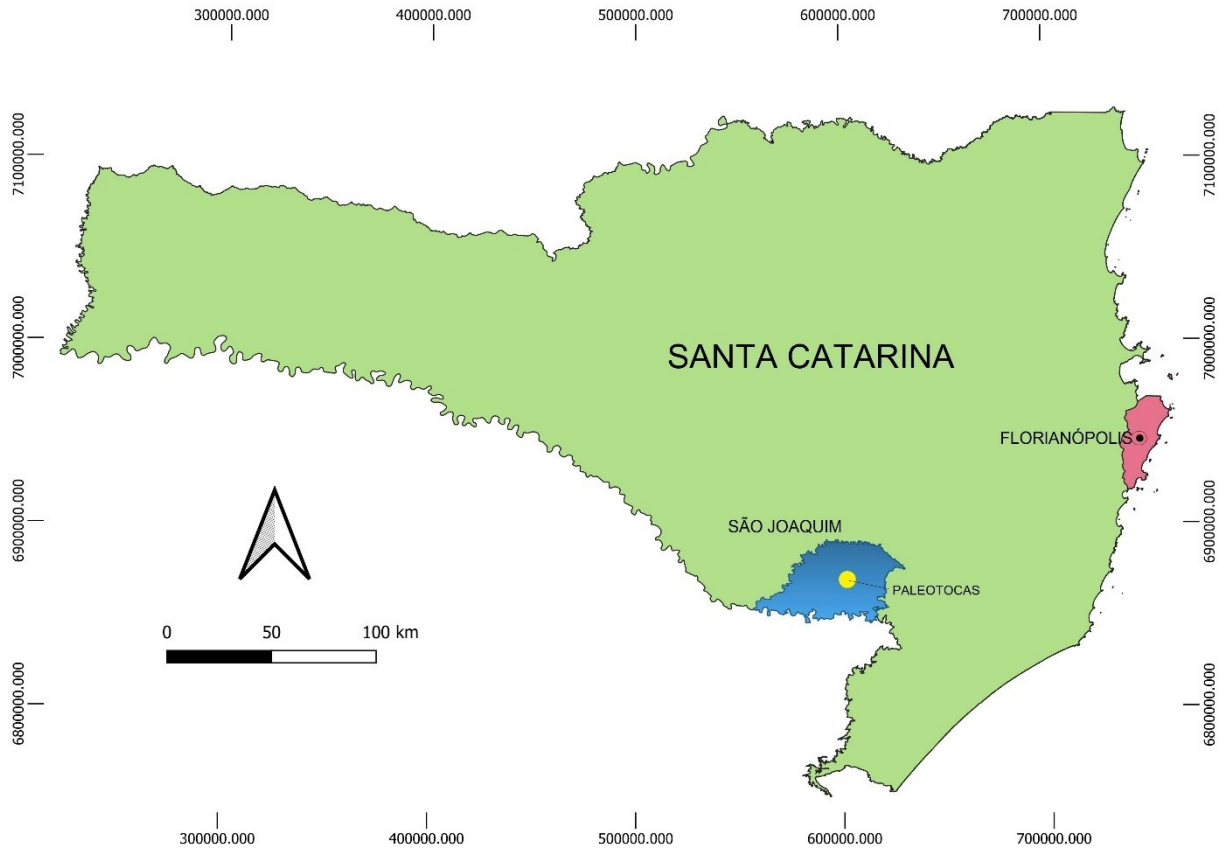


Figura 14 - Mapa de localização da área de estudo no contexto geográfico, no município de São Joaquim, Estado de Santa Catarina, sul do Brasil.

Na figura 15, tem-se a imagem aérea de satélite Google Earth do município de São Joaquim e a localização dos pontos estudados. O ponto “Paleotoca” refere-se ao primeiro ponto de análise no qual foi gerado o modelo 3D, e o ponto “Paleotoca 2” refere-se ao afloramento na pedreira no qual encontra-se um pequeno exemplar dessa morfologia.



Figura 15 - Imagem de satélite Google Earth, com a localização dos afloramentos na região de estudo.

6.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

Os afloramentos estudados estão localizados na Bacia do Paraná, na unidade geológica Grupo Serra Geral, composta por derrames básicos, majoritariamente basaltos toleíticos, sobreposta por vulcanismo ácido, de dacitos e riolitos (Rossetti et al., 2017). A partir dos mapeamentos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil, Mapa Geológico de Santa Catarina – CPRM 2014 em escala 1:500. 000, constata-se que a área de estudo é composta pelas rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral, especificamente a Fácies Paranapanema, composta por basaltos microgranulares cinza, alterações nas faces de disjunção vermelhos arredondadas, horizontes vesiculares espessos preenchidos por quartzo (ametista), zeólitas, carbonatos, celadonita, Cobre (Cu) nativo e barita. Fácies Gramado e Fácies Palmas, unidade na qual a área de estudo está inserida (Fig. 16).

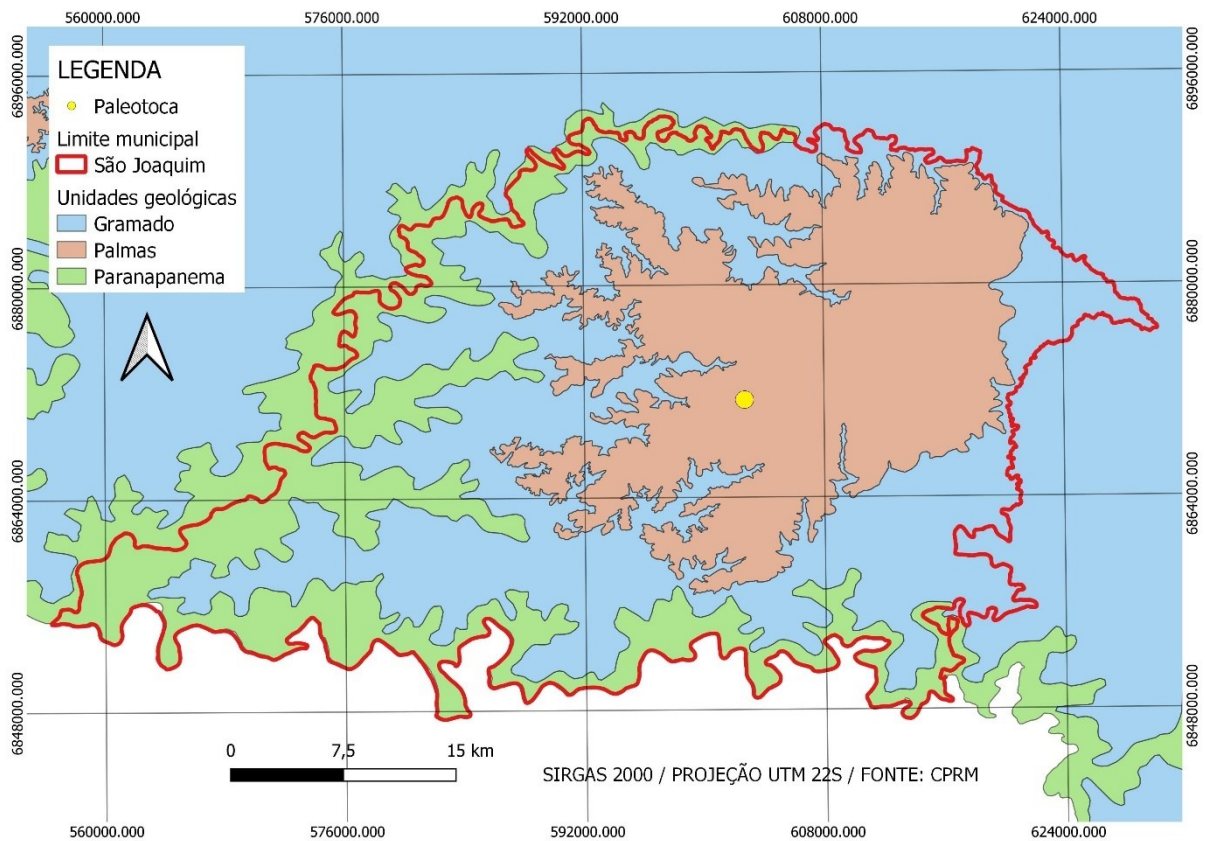


Figura 16 - Limite municipal e unidades geológicas da região de estudo. Afloramentos na unidade Fácies Palmas do Grupo Serra Geral.

As rochas ácidas da Fácies Palmas fazem parte do Platô de São Joaquim, este platô recobre os derrames basálticos numa altitude entre 1100m e 1400m. A Fácies Palmas subdivide-se em dois grupos em relação ao teor de titânio (Ti), as de baixo Ti ($TiO^2 \leq 0,87\%$) são as unidades Santa Maria e Clevelândia, já as de alto Ti ($TiO^2 \geq 0,90\%$) correspondem as unidades Anita Garibaldi, Jacuí e Caxias do Sul, esta última compreende cinco platôs, um deles o de São Joaquim (BESSER et al., 2015). É comum dessas rochas uma estruturação interna inerente ao processo de resfriamento dos derrames vulcânicos, geralmente originando três zonas distintas. Núcleo, onde o resfriamento é relativamente mais lento, e topo e base onde ocorre resfriamento relativamente mais rápido e maior probabilidade de encontrar feições como vesículas (não preenchidas) e amígdalas (preenchidas por minerais secundários). Também é característico dos derrames, principalmente nos mais espessos, que a dinâmica de resfriamento origine um conjunto de fraturas verticais em direção aos limites de topo e base do derrame, outro sistema de fraturamento

frequente é constituído por juntas de contração sub-horizontais provocadas pelo fluxo de lava e pelas tensões cisalhantes associadas.

No contato entre os derrames, existem trechos em brechas caracterizadas por fragmentos englobados pela lava através de processos de resfriamento e consolidação do magma, que ocorrem da superfície para o interior, ou seja, na superfície na qual o resfriamento e, conseqüentemente, a consolidação são mais rápidos, se forma uma carapaça dura contendo lava fluída no interior de maneira que esta lava rompe a capa originando os fragmentos que serão englobados e formarão a brecha.

6.4 DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS

O primeiro afloramento (“paleotoca”) está localizado nas margens de uma pequena via pública, a altitude neste ponto é de aproximadamente 1408m, sob coordenadas UTM: 602707.00 m E; 6871180.00 m S. Trata-se de um paredão de rochas vulcânicas ácidas, riolitos do Grupo Serra Geral, com aproximadamente 6m de altura onde encontram-se duas aberturas referentes ao início das paleotocas (fig. 17). A abertura 1, à esquerda possui menor dimensão com aproximadamente 1,20m de altura por 0,70m de largura e se estende no sentido 320°NW por poucos metros, enquanto a abertura 2, à direita possui aproximadamente 1,80m de altura por 1,50m de largura, com extensão que estende-se pelo interior do paredão por dezenas de metros, no sentido 320°NW.



Figura 17 - Visão geral do afloramento com as duas aberturas das paleotocas. Abertura 1 de menor dimensão, e abertura 2 abertura da paleotoca da qual gerou-se o modelo 3D.

A estruturação do afloramento é típica de rochas vulcânicas, dividido em base núcleo e topo. Nota-se a coloração cinza-alaranjada e alto grau de intemperismo ao longo de todo o perfil, o topo de derrame é brechado mas também encontram-se blocos esparsos em meio ao solo de alteração da base e núcleo (fig. 18).

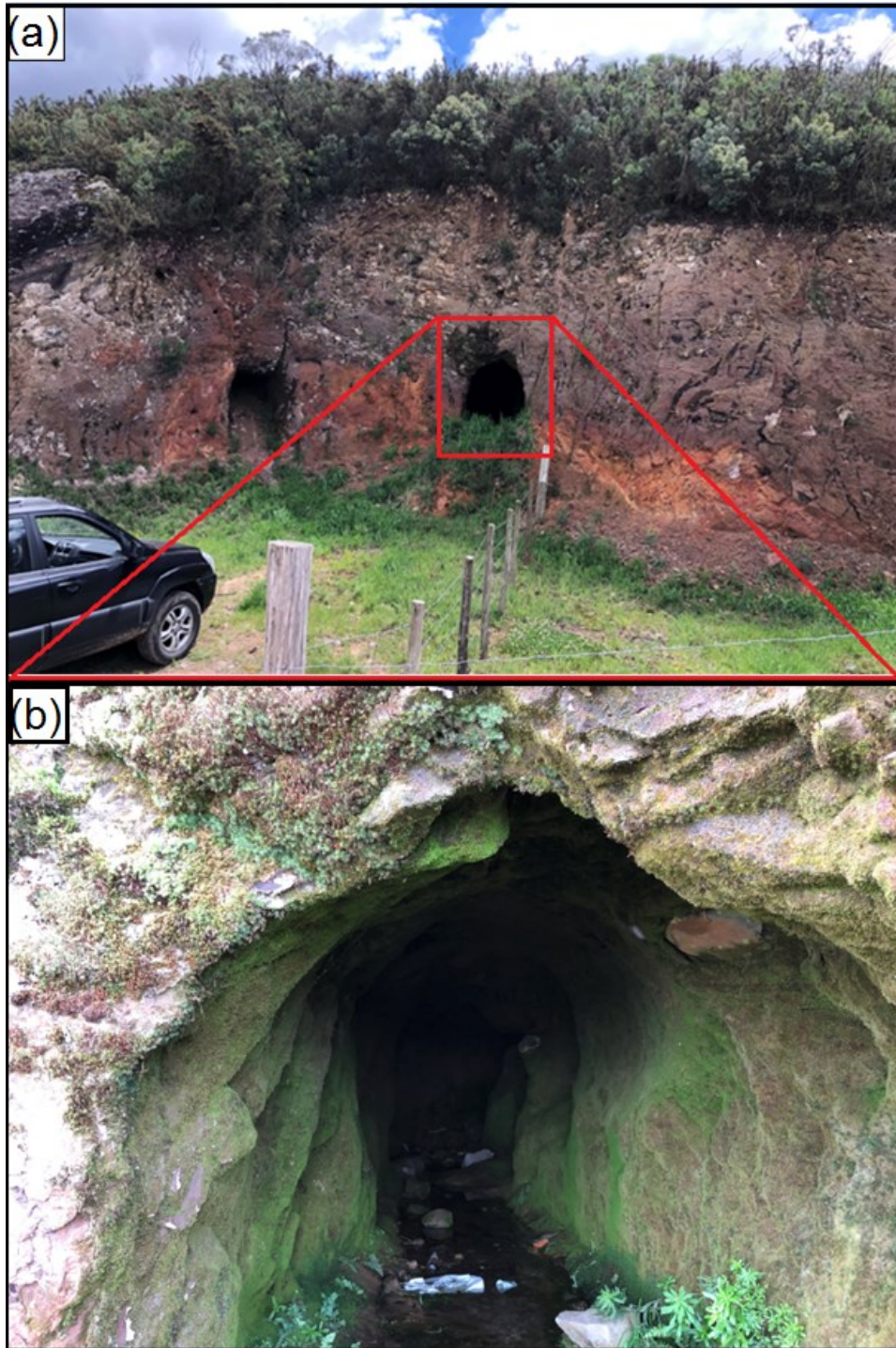


Figura 18 - (a) Abertura da paleotoca em meio ao derrame vulcânico. (b) interior da paleotoca a partir da abertura.

A partir da abertura é possível perceber que as características gerais do afloramento seguem no decorrer da paleotoca, nota-se um túnel relativamente ovalado com o substrato achatado e o topo em arco, à medida que se adentra não ocorrem variações expressivas nas dimensões.

Após alguns metros do início da abertura, há uma quebra na direção de aproximadamente 45° à direita, juntamente com um pequeno degrau, a partir desse ponto abre-se uma pequena galeria devido ao desabamento do teto, e em sequência há uma bifurcação dando início a dois novos caminhos. Destes dois novos caminhos, o localizado ao fundo é mais longínquo, onde foi possível fazer o registro fotográfico por mais alguns metros, em seguida tronou-se intransponível, porém perceptível a continuação por limites desconhecidos, provavelmente atribuindo a estrutura dimensões maiores que as apresentadas nas delimitações desse estudo. As morfologias da estrutura estão evidenciadas pelos modelos tridimensionais expostos no item “resultados”.

Além deste ponto de análise principal, foi abordado ainda na região de São Joaquim, um segundo afloramento (“paleotoca 2”) em pedreira às margens da rodovia SC-114, sob coordenadas UTM: 602302.49 m E; 6870503.95 m S. Semelhante ao ponto anterior, o paredão rochoso é constituído pela mesma unidade geológica, rochas vulcânicas ácidas do Grupo Serra Geral, coloração alaranjada e alto grau de intemperismo, grande presença de solo de alteração onde encontra-se uma pequena paleotoca na zona entre derrames. Esta paleotoca possui aproximadamente 0,70m de altura por 0,80m de largura, estendendo-se por poucos metros pelo interior do afloramento, a morfologia da estrutura é típica das paleotocas da região, em túnel, com a base achatada e topo em arco (fig. 19).



Figura 19 - Segundo afloramento abrodado na região de estudo, pedra em derrames vulcânicos ácidos. (a) visão geral do afloramento com a posição da paleotoca entre derrames. (b) Detalhe da abertura.

6.5 MATERIAIS E MÉTODOS NA CONSTRUÇÃO DO MODELO TRIDIMENSIONAL PELA FOTOGRAMETRIA

Foram utilizados no levantamento fotográfico um drone modelo *Mavic 2 Pro*, produzido pela empresa *DJI*, uma câmera fotográfica *SONY Cyber-Shot DSC H300* e aparelho celular *iPhone 8* (figura 20). Além disso, foram utilizadas lanternas como fonte luminosa ao longo de toda a extensão da paleotoca nos momentos de aquisição.



Figura 20 - Equipamentos utilizados no levantamento de dados e para a geração do modelo tridimensional pela técnica da fotogrametria.

O drone foi utilizado para realizar um voo sobre a área de estudo, obtendo-se imagens aéreas de todo local e entorno, visualizando as aberturas das paleotocas e evidenciando a configuração topográfica da área. As fotografias adquiridas no levantamento aéreo não foram utilizadas na construção do modelo tridimensional da paleotoca.

Para adquirir as fotografias utilizadas na construção do modelo 3D utilizou-se da câmera fotográfica e aparelho celular. A metodologia consiste em realizar o registro fotográfico de toda a extensão do interior da paleotoca a partir da abertura, adquirindo fotografias a cada 1m e com sobreposição de no mínimo 30% em relação a fotografia anterior, de modo que a cada parada fosse realizado o registro da visão naquele ponto em 360°. Primeiramente percorreu-se toda a extensão da paleotoca com a câmera Sony, e posteriormente repetiu-se o procedimento com o aparelho

celular. Tal repetição possibilitou melhor sobreposição das imagens e aumento da resolução, diminuindo as zonas de oclusão ao longo da morfologia.

A etapa seguinte à aquisição fotográfica é o processamento nos softwares especializados em fotogrametria e reconstrução 3D. O primeiro passo nesta etapa é importar as imagens para o computador no qual esteja instalado o programa a ser utilizado e em seguida transportá-las para o software, que neste caso é o *Agisoft Metashape Professional*. A importação foi feita apenas das imagens terrestres (câmera + celular) num total de 574 imagens, na sequência da aquisição para facilitar o referenciamento dentro do programa.

Em seguida o software relaciona as imagens através da sobreposição entre elas, considerando as características singulares das imagens, como o formato específico de uma rocha, diferentes tons das cores, quebra da superfície (curvas, degraus, entre outros). Após o alinhamento das fotos utiliza-se de alguma referência de tamanho conhecido junto do objeto de estudo no momento da aquisição fotográfica, onde adiciona-se pontos de marcação nos eixos “x”, “y”, e “z” sobre esta referência, adiciona-se sobre o eixo “x” pontos “a” e “b” de distância conhecida entre eles, de mesmo modo sobre os eixos “y” e “z”, assim o programa adota a escala e as medidas podem ser feitas também sobre o objeto de estudo.

Em seguida define-se a resolução de trabalho, podendo ser “muito baixa”, “baixa”, “média”, “alta” e “muito alta”, a escolha da resolução vai depender da capacidade de processamento da máquina e da complexidade do objeto de estudo, considerando o tamanho, forma, entre outros. Foi adotada a resolução “alta” e com as fotos alinhadas criou-se uma nuvem de pontos onde é possível visualizar, ainda que de forma primária, o objeto de estudo nas três dimensões.

Na sequência são descartados os pontos esparsos e realiza-se o adensamento da nuvem, onde se aproxima da superfície real do objeto. As etapas seguintes consistem em construir a malha “*Build Mesh*”, e construir a textura “*Build Texture*” para aumentar o nível de detalhe.

Após estas etapas tem-se o processamento básico realizado, onde já é possível obter medidas, percorrer diversos pontos da morfologia e visualizá-las de diferentes ângulos. A partir disso as mudanças ocorrem basicamente no modo de visualização através de comandos simples dentro do software, como por exemplo

visualizar o objeto no modo “sólido” (Tiled model solid), ou então no modo “Wireframe”, usando triangulação entre os pontos fechando os espaços vazios causados pela oclusão e assim possibilitando o cálculo de volume .

6.6 RESULTADOS

Com a produção do modelo tridimensional da paleotoca o software *Metashape Agisoft* foi possível visualizar a estrutura em seu formato contínuo, atribuindo noção da morfologia ao longo do interior do pequeno morro na qual se encontra. Após a importação das imagens o primeiro resultado obtido foi o da morfologia através de uma nuvem de pontos, com 155.184.378 pontos (cento e cinquenta e cinco milhões, cento e oitenta e quatro mil, trezentos e setenta e oito). Nota-se algumas zonas de oclusão na nuvem, na porção lateral logo a partir da abertura e nas porções finais da estrutura. Apesar disso, neste primeiro processamento já é possível perceber a forma geral da paleotoca (fig. 21)

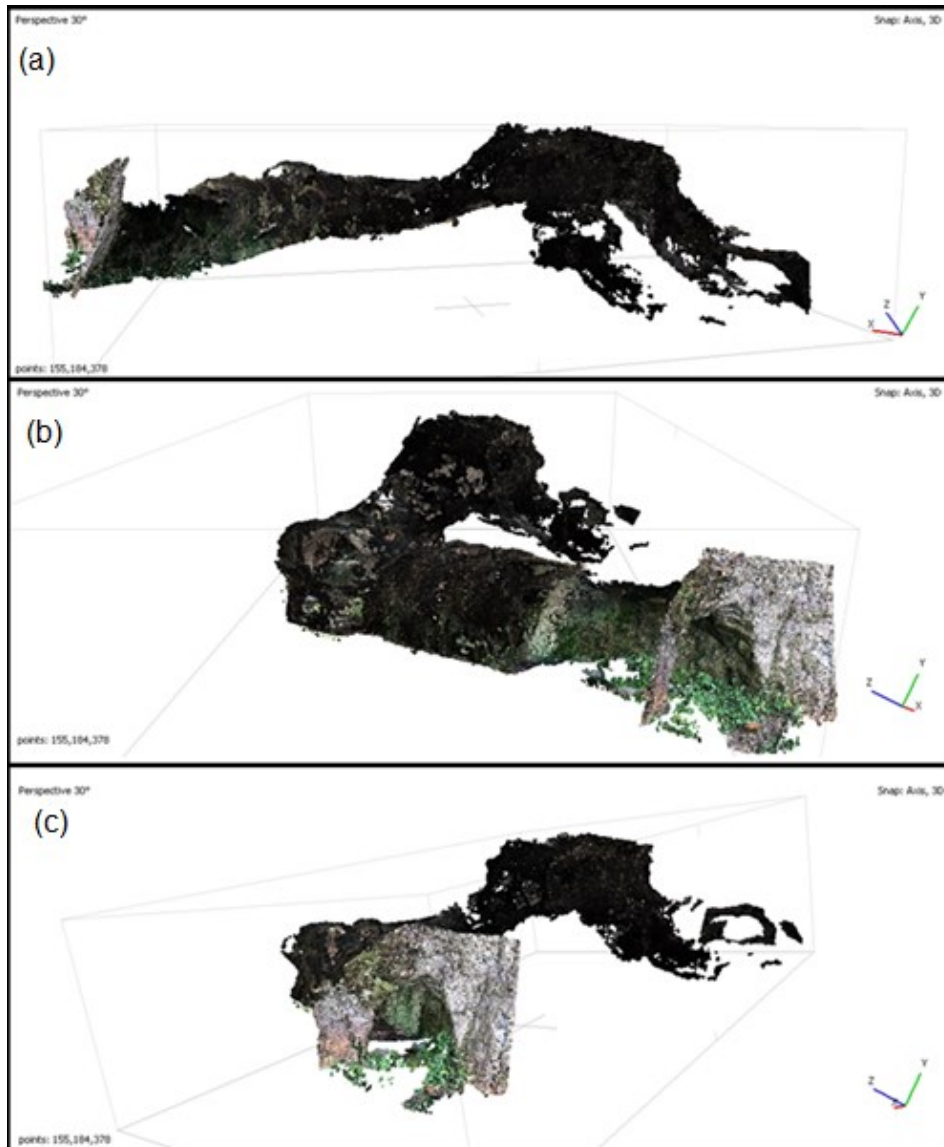


Figura 21 - Modelo tridimensional da paleotoca por nuvem de pontos. (a) visão lateral da morfologia. (b) visão frontal com a zona em branco logo após a abertura. (c) visão frontal.

A partir da nuvem de pontos fez-se o segundo processamento, correspondente a geração da superfície, suavizando a forma e fechando algumas zonas de oclusão e obtendo-se o modelo tridimensional de aspecto mais aproximado a realidade em relação a nuvem de pontos (fig. 22). Com a superfície gerada torna-se mais prática a aquisição das medidas, a abertura da paleotoca possui aproximadamente 2m de altura e 1,5m de largura. Estima-se que a extensão da morfologia seja de 47,3m, porém o limite demarcado através do modelo 3D está relacionado com o limite alcançado na aquisição fotográfica. A estrutura segue por

limites desconhecidos, onde não foi possível a continuação em campo devido ao estreitamento do túnel e baixa luminosidade.

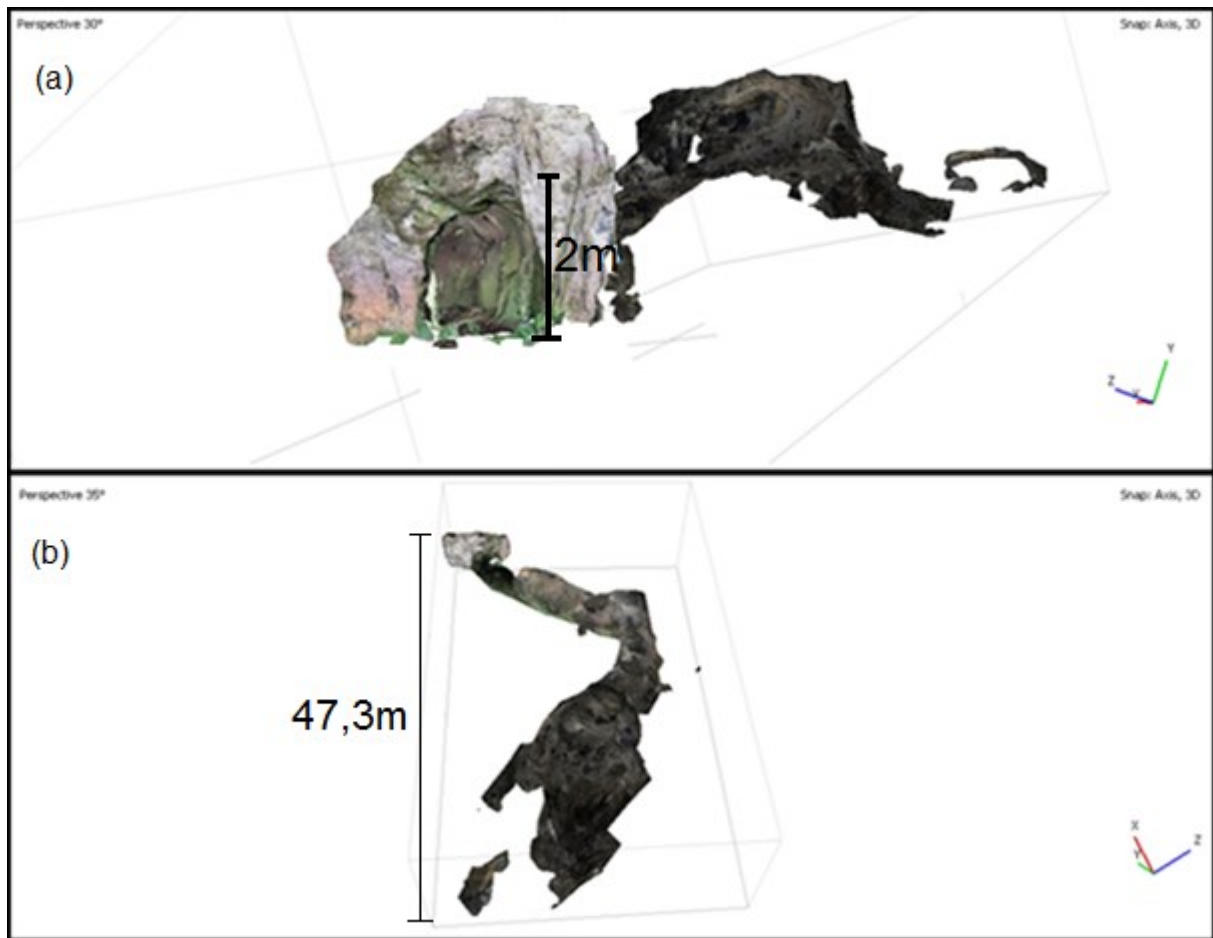


Figura 22 - Modelo 3D por superfície. (a) Visão frontal. (b) visão em planta.

Após atribuir textura à superfície, há uma atenuação das feições e o modelo 3D torna-se ainda mais próximo da realidade, ao longo do modelo é possível observar uma secção definida em algum ponto de visão em 360° em quaisquer dos três eixos (x, y e z). Na figura 23 tem-se o modelo em vista lateral com o destaque de uma secção vista em B no modo de nuvens de pontos adensada, e em C a visualização da secção após a construção da textura.

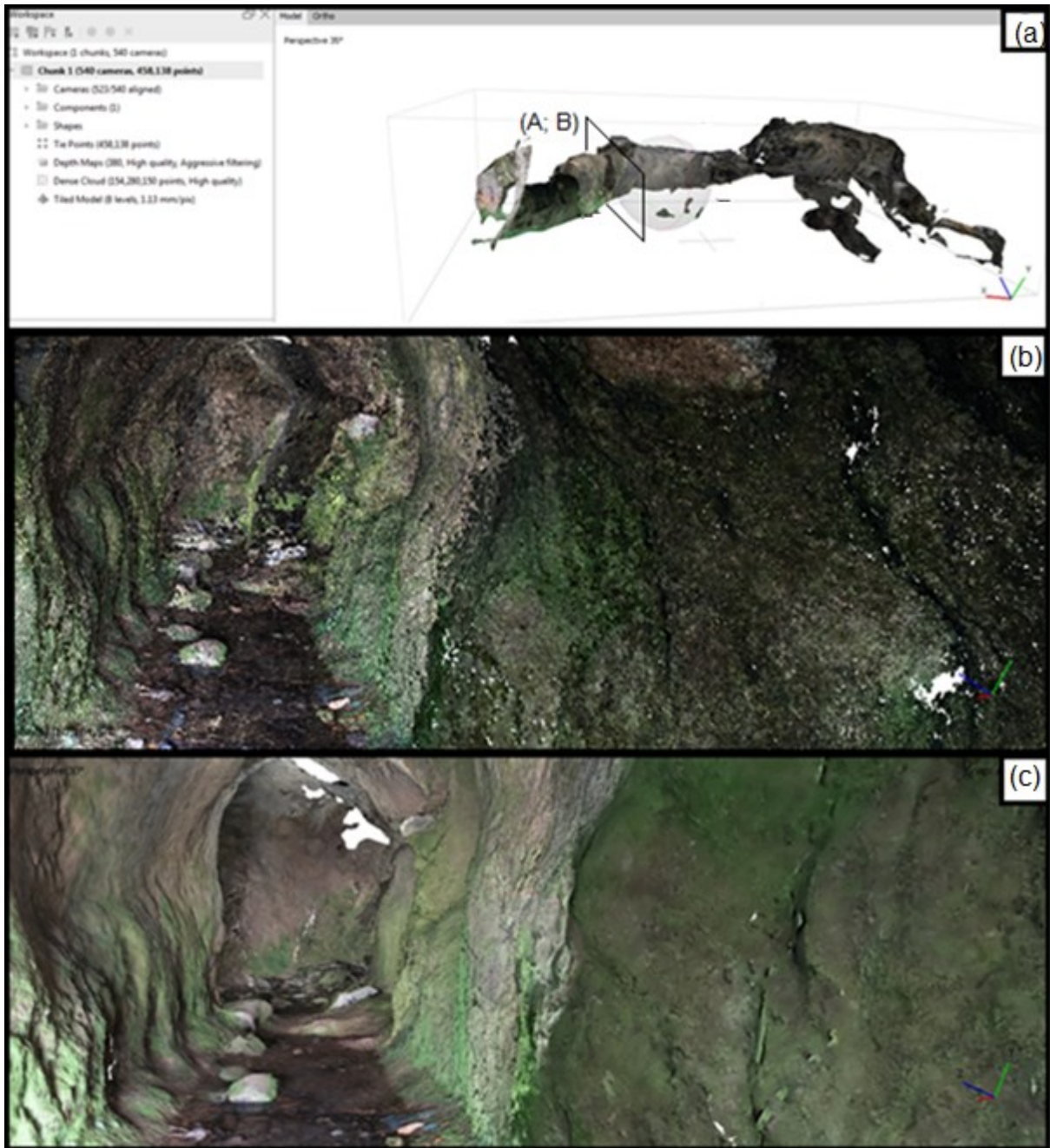


Figura 23 - Modelo 3D. (a) Visão total da morfologia e indicação da secção. (b) Secção do interior da morfologia por nuvens de pontos. (c) Secção do interior da morfologia por superfície texturizada.

Nota-se a suavização das feições e atenuação dos contornos após a construção da textura. Nas imagens é possível perceber alguns blocos soltos sobre o substrato, o formato de túnel com o teto arqueado e base achatada, porém algumas falhas ocorrem sobre as porções onde ocorreu oclusão no momento da aquisição fotográfica ou não houve o reconhecimento pelo software das feições típicas entre as imagens.

Os demais resultados estão atribuídos ao modo de visualização como o modo “sólido” (Fig. 24 a - Tiled model solid), ou então no modo “ Wireframe” (Fig. 24 b), onde as triangulações entre os pontos preenchem as zonas vazias.

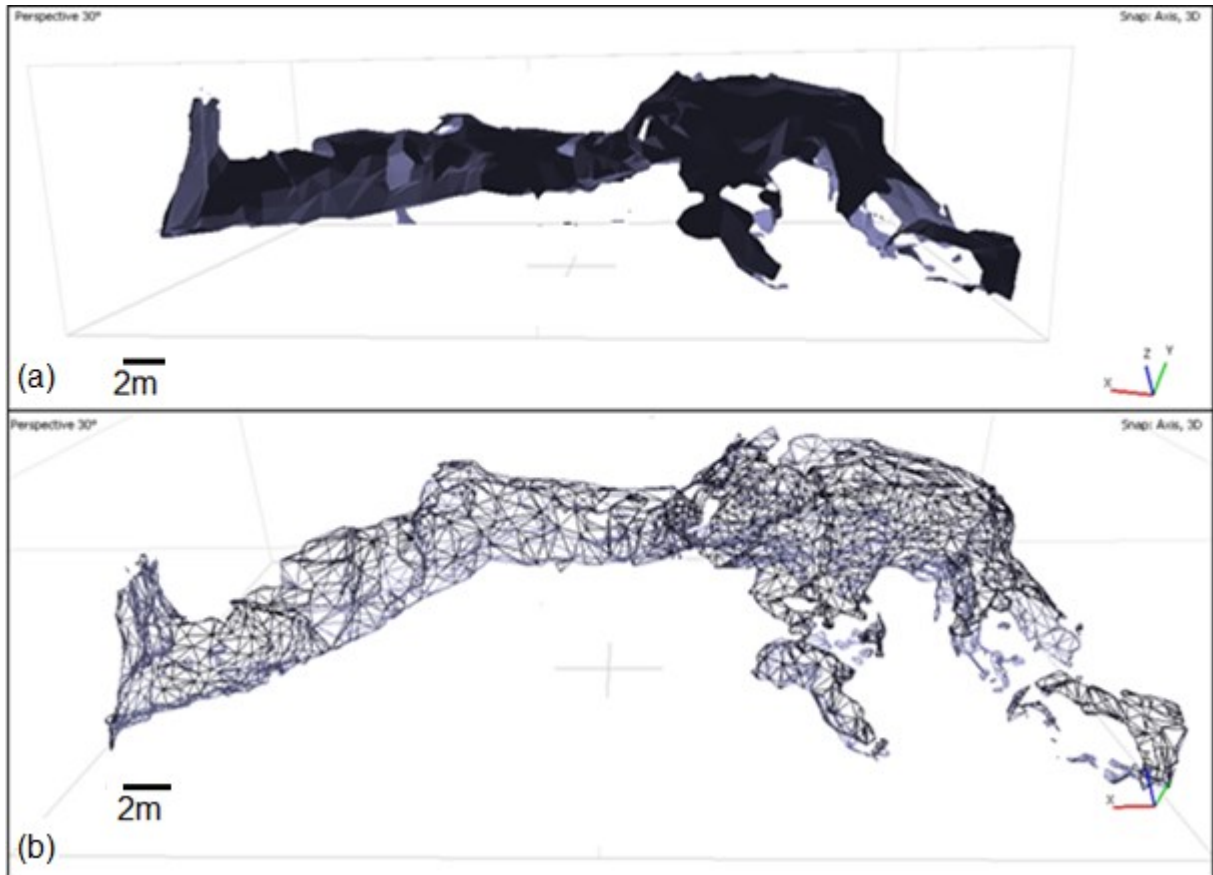


Figura 24 - Modelo 3D da paleotoca em diferentes processamentos. (a) Tiled model solid, com o fechamento de alguma das zonas em branco. (b) Wireframe, triangulação entre pontos.

Tal preenchimento da superfície é usado para cálculos de volume, porém não foi possível atribuir um valor de volume à estrutura devido a quantidade acima do ideal de zonas em branco para este procedimento, principalmente no fim da paleotoca.

6.7 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados alcançados pelo método da fotogrametria foram satisfatórios, considerando o tamanho da estrutura, as condições de luminosidade e as variações

da morfologia. Através do modelo tridimensional foi possível delimitar a forma da paleotoca pelo interior do terreno, o que não seria possível apenas por fotografias.

Apesar disso, algumas falhas ocorreram no processo, relacionadas a zonas de oclusão no momento da aquisição fotográfica e homogeneidade em alguns pontos das paredes do túnel, o que dificulta o reconhecimento no processamento no momento da sobreposição das imagens, causando zonas em branco, tais zonas impossibilitam por exemplo, o cálculo de volume.

Porém vários dados quantitativos podem ser obtidos, a interatividade que a modelagem 3D proporciona pode ser utilizada como ferramenta de geodiversidade e geoconservação. Percebe-se pelo modelo as dimensões que as paleotocas podem chegar, denotando as características dos animais pré-históricos e seus hábitos de vida, neste caso relacionado às preguiças gigantes.

Outro ponto interessante é a presença dessas cavidades em rochas ígneas, sendo um tipo espeleológico peculiar, ocorrendo sempre em meio ao produto de alteração dessas rochas, o que possibilita a escavação pelo animal. Observa-se nos afloramentos que o contato entre derrames é a zona mais favorável ao aparecimento dessas estruturas, justamente por serem zonas geralmente compostas por brechas, atenuando a ação do intemperismo.

As paleotocas são um tipo de cavidade que se distinguem dos tubos de lava (Fig. 25), outro tipo de cavidade presente no Grupo Serra Geral, principalmente por dois fatores: 1) Ocorrer em zonas entre derrames e/ou sobre o solo de alteração, e 2) geralmente possuir o formato arqueado, base achatada e topo em arco, onde as dimensões permanecem semelhantes (altura e largura) da abertura ao fim, além de comumente apresentar menor número de bifurcações, sem o afunilamento. Já os tubos de lava, por exemplo os que ocorrem na região central do Paraná, dispõem-se em rochas vulcânicas pouco alteradas, de tamanhos variados, com uma ou mais bifurcações nas quais costumam apresentar afunilamento.

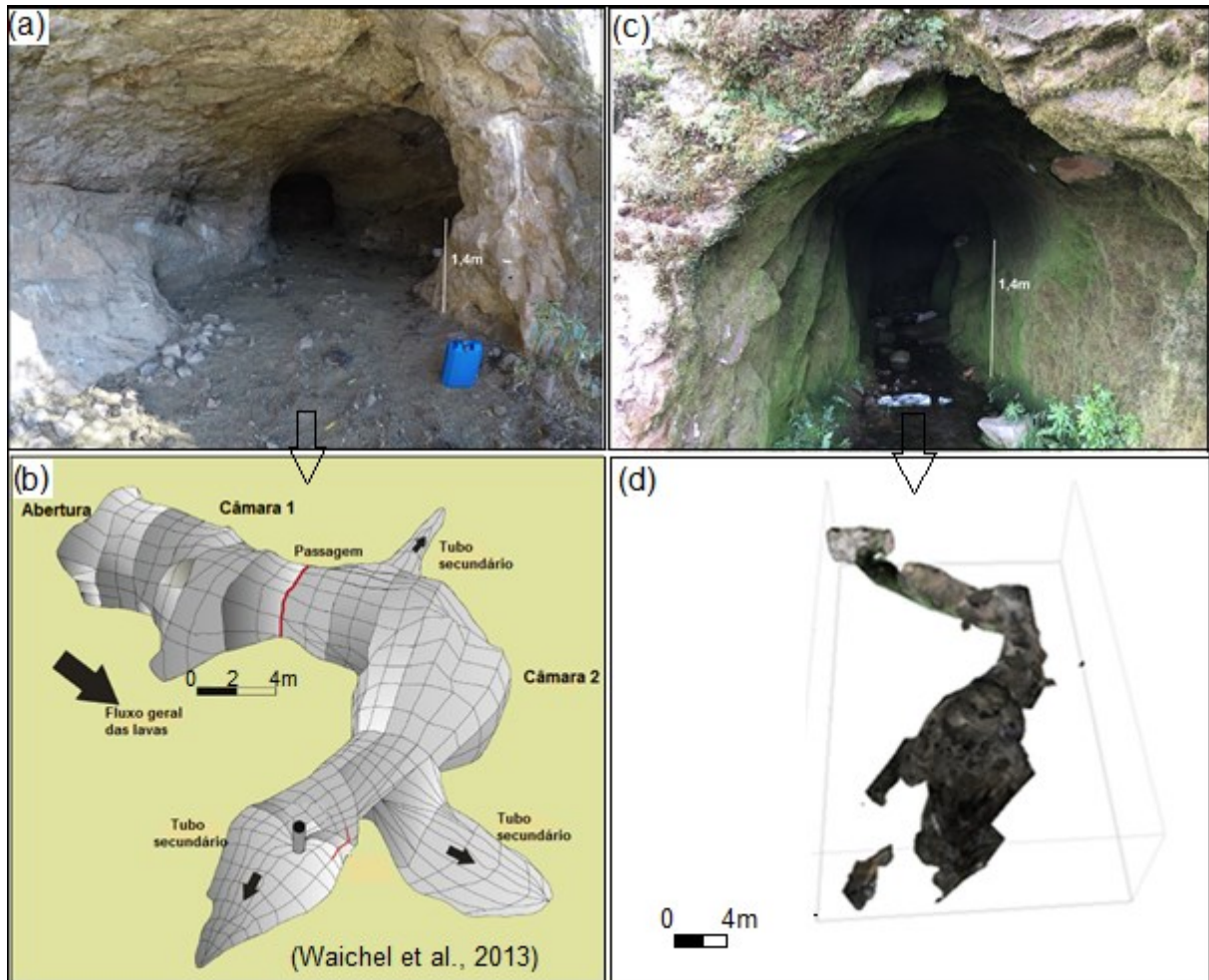


Figura 25 - Tipos espeleológicos encontrados no Grupo Serra Geral, tubos de lava e paleotocas. (a) Tubo de lava na porção central do estado do Paraná em derrames basálticos. (b) Modelo esquemático do tubo de lava. (c) Paleotoca de São Joaquim. (d) Modelo 3D da paleotoca.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABER, J. S.; MARZOLFF, I.; RIES, J.; ABER, S. E. W. Small-format aerial photography and UAS imagery: Principles, techniques and geoscience applications. [S.l.]: *Academic Press*, 2019.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; BARTORELLI, A.: Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: HASUI, Y. et al. (Org.). *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012, p.430-452.
- BESSER, M. L., VASCONCELLOS, E. M. G., NARDY, A, J, R.: Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba: 2015, vol. **72-1**. p. 13-28.
- BUCHMANN, S. F.; LOPES, P. R.; CARON, F.: Icnofósseis (Paleotocas e Crotovinas) atribuídos a mamíferos extintos no Sudeste e Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. Porto Alegre: 2009, p. 247-256.
- BUCHMANN, S. F.; FRANK, T. H.; FERREIRA, S. M. V.; CRUZ, A. E.: Evidência de vida gregária atribuídas a Mylodontidae (preguiças-gigantes). *Revista Brasileira de Paleontologia*. Porto Alegre: 2016, p. 259-271.
- CALVARI, S. & PINKERTON, H. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 27291–27301 (1998).
- CALVARI, S., PINKERTON, H., 1999. Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Res. 90, 263e280.
- CAÑÓN-TAPIA, E., WALKER, G. P. L. & HERRERO-BERVERA, E. *Journal of volcanology and geothermal meamh. The internal structure of lava flows-insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and 'a'5. Journal of Volcanology and Geothermal Research* **76**, 19–46 (1997).
- CAÑÓN-TAPIA, E. & COE, R. Rock magnetic evidence of inflation of a flood basalt lava flow. *Bulletin of Volcanology* **64**, 289–302 (2002).
- CAÑÓN-TAPIA, E. & RAPOSO, M. I. B. Anisotropy of magnetic susceptibility of silicic rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South Brazil: Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **355**, 165–180 (2018).
- CARVALHO, Ismar de Souza; FERNANDES, Antonio Carlos Sequeira. Icnofósseis. In: CARVALHO, Ismar de Souza. *Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência, 2000. p. 95-118.
- CHADIMA, M., n.d. *Magnetic Anisotropy of Rocks*. Ječná 29a, CZ-621 00 Brno, Czech Republic: Institute of Geology, ASCR, v.v.i., Prague, Czech Republic, p.1-110.

- DEFRATES, J., MALONE, D. H. & CRADDOCK, J. P. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis of basalt dikes at Cathedral Cliffs, WY: Implications for Heart Mountain faulting. *Journal of Structural Geology* **28**, 9–18 (2006).
- FRANK, H.T.; CARON, F.; LIMA, L.G.; LOPES, R.P. & AZEVEDO, L.W. Paleotocas e o cadastro nacional de cavernas brasileiras – uma discussão. II Simpósio Sul-Brasileiro de Espeleologia. Anais, 2010. Ponta Grossa (PR), 1 CD-ROM.
- GORDON, J.M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas preliminares e estudos, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, n. **38**, p. 1-20, 1947.
- GREELEY, R. The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *US Geological Survey Professional Paper* 1350, 1589–1602 (1987).
- GUBBINS, David; HERRERO-BERVERA, Emilio. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). GUBBINS, David; HERRERO-BERVERA, Emilio. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Berlin, Alemanha: Springer-Verlag, 2007. p (111) – (141).
- HROUDA, F. TARLING, D, H. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* **5**, 37–82 (1982).
- LOWE, D. G. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*, v. **60**, n. 2, p. 91–110, 2004.
- MCGLONE, C; MIKHAIL, E; BETHEL, J. *Manual of photogrammetry: American society for photogrammetry and remote sensing*. Bethesda, MD, 2004.
- MERLE, O. Numerical modelling of strain in lava tubes. *Bulletin of Volcanology* **62**, 53–58 (2000).
- MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO et al. (Eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo: Beca, 2004 p. 265-279.
- MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 2, n. **15**, p. 265–287, 2007.
- PETERSON, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R.I. et al. Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull Volcanol* **56**, 343–360 (1994). <https://doi.org/10.1007/BF00326461>.
- RAY, R. G., Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping. *Geological Survey Professional Paper*. Washington: 1960. ed. 373

- ROBERTS, A. P., Heslop, D., Zhao, X., & Pike, C. R. (2014). Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Reviews of Geophysics*, **52**, 557–602. <https://doi.org/10.1002/2014RG000462>.
- ROSSETTI, L. et al. 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*, p. 1–17, 2017.
- TAUXE, L. *Essentials of Paleomagnetism. Essentials of Paleomagnetism* (University of California Press, 2020). doi:10.1525/9780520946378
- WAICHEL, B. L. Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul Lava-Sedimento Na Porção Central Da Província Basáltica Continental Do Paraná. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006.
- WAICHEL, B. L.; TRATZ, E, B; PIETROBELLI, G; JERRAM, D, A; CALIXTO, G, R; BACHA, R, R; TOMAZZOLI E, R; SILVA, B, W. Lava tubes from the Paraná-Etendeka continental flood basalt province: Morphology and importance to emplacement models. *Journal of South American Earth Sciences*. **48**, 255–261 (2013).

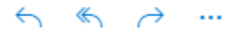
ANEXO I – CARTA DE CIÊNCIA DA SUBMISSÃO DO ARTIGO

← 2022JB025647: Receipt of New Paper by Journal of Geophysical Research - Solid Earth



solidearth@agu.org

Para: Você



Qua, 21/09/2022 10:28

Dear Dr. Borges:

Your manuscript "Magma flow directions in lava tubes and flows of the Eocretaceous Paraná-Etendeka province revealed by anisotropy of magnetic susceptibility" was received on 2022-09-20 and has been assigned the manuscript #: 2022JB025647. You may check on the status of this manuscript at any time by selecting the "Check Manuscript Status" link under the following URL:

<https://jgr-solidearth-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?el=A1FN7GlgY3A1IFfK2F2A9ftdX4uKhjzgGdzDzttjYVpA2gZ>

(NOTE: This link automatically submits your login name and password. If you wish to share this link with colleagues, please be aware that they will have access to your entire account for this journal.)

ORCIDS will now be required for all corresponding authors and strongly encouraged for coauthors.

AGU has officially joined with many other publishers in a [commitment](#) to include the [ORCID](#) (Open Researcher and Contributor ID) for authors of all papers published starting in 2016. Funding agencies are also asking for ORCID's.

Including the ORCID as part of published author information in papers will better enable linking of content and accurate discovery across individuals, similar to the way DOIs have enabled reference linking across journals. Given a specific scientist's permission, AGU can also add published papers to his or her ORCID record. See our statement <https://eos.org/agu-news/agu-opens-its-journals-to-author-identifiers>. We can also provide credit to you through ORCID when you serve as a reviewer.

If you have not already created an ORCID or linked it to your GEMS record, please do so as soon as possible. This will need to be completed for us to accept your paper. You can both create and link and ORCID from your GEMS record.

If you have any questions, please email solidearth@agu.org. Thank you for submitting your manuscript to Journal of Geophysical Research - Solid Earth.

Sincerely,

Journal of Geophysical Research - Solid Earth Editorial Office