

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

**ANISOTROPIA MAGNÉTICA EM SISTEMAS VULCÂNICOS
ÁCIDOS: APLICAÇÃO AO VULCANISMO ACAMPAMENTO
VELHO NO PLATÔ DO TAQUAREMBÓ, EXTREMO SUL DO
BRASIL**

JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre, 2021

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

**ANISOTROPIA MAGNÉTICA EM SISTEMAS VULCÂNICOS
ÁCIDOS: APLICAÇÃO AO VULCANISMO ACAMPAMENTO
VELHO NO PLATÔ DO TAQUAREMBÓ, EXTREMO SUL DO
BRASIL**

JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel – Centro de Filosofia e Ciências Humanas,
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Elder Yokoyama – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

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

Porto Alegre, 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Gambeta, Johnathan Henrique
Anisotropia magnética em sistemas vulcânicos ácidos:
Aplicação ao vulcanismo Acampamento Velho no Platô do
Taquarembó, extremo sul do Brasil / Johnathan Henrique
Gambeta. 2021.

93 f.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian.

Coorientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-
Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2020.

1. Vulcanismo Neoproterozoico. 2. Dinâmica de fluxo
vulcânico. 3. Magnetismo de rocha. 4. Anisotropia de
susceptibilidade magnética. 5. Bacia do Camaquã. 6.
Formação Acampamento Velho. I. Savian, Jairo Francisco,
orient. II. Sommer, Carlos Augusto, coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por oferecer minha bolsa de mestrado (processo 132453/2019-3) e pelo financiamento do projeto, sendo essencial para o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) por ter tido a oportunidade de estudar, durante todos estes anos, em uma universidade pública de excelência, não apenas em qualidade de ensino, mas também em termos de infraestrutura, pesquisa e assistência estudantil.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da UFRGS e seu corpo docente, pela estrutura, suporte e formação acadêmica de qualidade.

Aos meus orientadores Jairo F. Savian e Carlos A. Sommer, por todo o comprometimento que tiveram no desenvolvimento desta pesquisa, pelo conhecimento passado e pela amizade que cultivamos desde os tempos de graduação.

Ao Prof. Ricardo Trindade que me abriu as portas do Laboratório de Paleomagnetismo (IAG-USPmag), da Universidade de São Paulo, para o processamento dos dados do trabalho, pela experiência científica proporcionada pela ida ao IAG e da fundamental contribuição no artigo. Agradeço também a todos técnicos do IAG e ao Marcus pelo suporte no processamento dos dados.

À minha família, em especial aos meus avós Norma e Sérgio, aos meus pais Josemar e Liege, meus irmãos Gregori e Junior e meu tio Almir. O apoio incondicional que vocês me deram ao longo da minha vida foi essencial para que eu conseguisse realizar tudo o que eu almejei. Sem vocês nada disso seria possível.

À minha companheira e namorada Kálita, pelo apoio, compreensão e paciência que teve comigo durante esse período do mestrado.

Por fim, agradeço a todos os meus amigos e pessoas que de alguma forma fizeram parte da minha trajetória, não apenas durante o mestrado, mas ao longo das diferentes etapas da minha vida.

“Sempre ansiamos por compreender a ordem subjacente do mundo. O desejo profundo da humanidade pelo conhecimento é justificativa suficiente para nossa busca contínua. E nossa meta não é nada menos do que uma descrição completa do universo onde vivemos.”

(Stephen Hawking)

RESUMO

O vulcanismo alcalino-sódico do final do Neoproterozoico, associado aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro, é marcado por volumosas sequências vulcânicas ácidas depositadas em extensos platôs no extremo sul do Brasil. O platô do Taquarém (PT), localizado na porção sudoeste do escudo Sul-rio-grandense, é representado principalmente por depósitos ignimbríticos com grandes variações faciológicas, derrames e domos de lavas e corpos subvulcânicos, estratigraficamente correlacionáveis a Formação Acampamento Velho (FAV) da Bacia do Camaquã. Apesar do conhecimento da dinâmica de fluxo e os mecanismos de transporte ser fundamentais para o entendimento da colocação e da evolução do terreno vulcânico associado, estudos visando essa abordagem são prejudicados devido aos processos de modificações sin a pós-deposicionais como soldagem, hidrotermalismo e tectônica rúptil. Análises de magnetismo de rocha, anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e anisotropia de remanência magnética anisterética (ARMA) foram realizadas em 32 sítios de amostragem na sequência vulcânica do PT, integrados com observações de campo, com o objetivo de auxiliar na caracterização do sistema vulcânico vinculado a FAV. Os dados de mineralogia magnética indicam que magnetita ou magnetita com baixo Ti e fases de alta coercividade (por exemplo, hematita) são os principais portadores magnéticos para rochas estudadas. Os resultados direcionais baseados nos dados de ASM, ARMA e observações de campo mostram uma possível correlação desses depósitos vulcânicos com um complexo intrusivo localizado na borda sudeste do platô e a um sistema de fissuras, onde a descontinuidade com o embasamento na borda do platô pode ter servido como condutos de alimentação para formação dessas sequências.

Palavras-chave: Vulcanismo Neoproterozoico, Dinâmica de fluxo vulcânico, Magnetismo de rocha, Anisotropia de susceptibilidade magnética, Bacia do Camaquã, Formação Acampamento Velho.

ABSTRACT

The sodic-alkaline volcanism of the late Neoproterozoic is associated with the post-collisional stages of the Brasiliano cycle marked by voluminous acidic volcanic sequences deposited in plateau forms in southernmost Brazil. The Taquarembó plateau (TP), located in the southwestern portion of the Sul-rio-grandense shield, is mainly represented by ignimbritic deposits with faciological variations, lava flows and subvolcanic bodies, stratigraphically correlated to the Acampamento Velho Formation (AVF) of the Camaquã basin. Despite the knowledge of flow dynamics and transport mechanisms being fundamental for understanding the emplacement and evolution of the associated volcanic terrain, studies that apply this approach are still rare due to syn and post-depositional processes such as welding, hydrothermalism and brittle tectonics. Rock magnetism analyses, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM), were performed on 32 sites of silicic volcanic rocks integrated with fieldwork observations, in order to assist in the characterization of the volcanic system linked to AVF. Magnetic mineralogy data indicate that magnetite or Ti-poor magnetite and high-coercivity phases (e.g., hematite) are the main magnetic carriers for the studied volcanic deposits. Flow directions based on AMS, AARM data and field observations show a potential correlation of these volcanic deposits with an intrusive complex located on the southeastern border of the ignimbritic plateau. The study indicated that the emplacement of pyroclastic flow deposits was probably associated with a complex fissure system, where discontinuities within the basement plateau border may have served as feed conduits for these sequences.

Keywords: Neoproterozoic volcanism, Volcanic flow dynamics, Rock magnetism, Anisotropy of magnetic susceptibility, Camaquã basin, Acampamento Velho Formation.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1. Mapa geológico regional do ESRG (Modificado de Cerva-Alves et al., 2020).....	14
Figura 2. Mapa geológico do Platô do Taquarembó (Modificado de Gastal, 1999; Sommer et al., 1999).....	21
Figura 3. Metodologia de amostragem para coleta de dados paleomagnéticos: (a) e (c) amostragem com perfuratriz para obtenção dos cilindros, (b) processo de orientação dos cilindros amostrados.	26
Figura 4. Corte dos cilindros amostrados em campo e preparação dos espécimes para medidas paleomagnéticas.....	27
Figura 5. Arranjo dos momentos magnéticos atômicos para os materiais ferromagnéticos (Butler, 1992).....	28
Figura 6. Ciclo completo de histerese com as posições em que se encontram os parâmetros como magnetização de saturação (Ms), magnetização remanente de saturação (Mrs), coercividade (Hc) e coercividade de remanência (Hcr) (Tauxe et al., 2018).....	30
Figura 7. Magnetômetro MicroMag 3900 utilizado para aquisição das curvas de histerese, MRI e diagramas FORC. Extraído do site da fabricante do equipamento (Lake Shore Cryotronics).....	31
Figura 8. Curvas de reversão de histereses parciais (a) e série de FORCs obtidos através dos repetidos passos (b) (Roberts et al., 2014).....	31

CAPÍTULO II

Figure 1. Regional map with location of the study area. Towns: B = Bagé; CS = Caçapava do Sul; DP = Dom Pedrito; LS = Lavras do Sul; SG = São Gabriel; VN = Vila Nova do Sul. Shear zones: ISZ = Ibaré; CSSZ = Caçapava do Sul; PVNSZ = Passinho/Vila Nova do Sul. Neoproterozoic granitoids are coeval with the Camaquã Basin (Modified from Philipp et al., 2016; Cerva-Alves et al., 2020).....	51
Figure 2. Geological map of the Taquarembó Plateau (modified from Gastal, 1999; Sommer et al., 1999). Flow foliation from sites is on the figure..	54
Figure 3. Schematic columnar profile (a) of the ignimbritic deposits of the Taquarembó Plateau with their respective facies code (the description is displayed in	

Table 1). The contact between rheomorphic and stratified ignimbrites is marked by the white line (b). (c) Parataxitic texture related to the rheomorphic ignimbrites (rheoLT). (d and f) Lappili-tuff rich in lithic fragment (ILt). (e) Eutaxitic texture in welded stratified ignimbrites (eLT). (g) Pumice, crystal and lithic fragments related to stratified deposits (LT-nl-ip).....	59
Figure 4. IRM acquisition curves (a, d, g and j), hysteresis loops (b, e, h and k) and FORC diagrams (c, f, i and l) for the studied volcanic rocks of Taquarembó Plateau (sites PT-12, PT-20, PT-27 and PT-30).....	63
Figure 5. Representative thermomagnetic curves of the magnetic mineralogy of volcanic deposits from Taquarembó Plateau. Heating curve (red) and cooling curve (blue) were obtained between room temperature and 700°C.....	64
Figure 6. Scalar results of AMS analyses: (a) degree of anisotropy (P) versus mean magnetic susceptibility (Km) for all specimens; (b) shape parameter (T) versus degree of anisotropy (P) plot for all specimens; (c) degree of anisotropy (P) versus magnetic foliation (F) for mean value of each site displayed in Table 3..	65
Figure 7. Equal-area stereographic projection and their confidence zones of AMS data from rheomorphic and stratified ignimbrites and effusive deposits. The inferred flow direction based on imbrication of magnetic foliation is represented by the yellow arrow. Other AMS points collected are shown in Fig. 10b. Site locations are shown in Fig. 2..	67
Figure 8. Conceptual model and the related stereograms of AMS axes for imbrication of magnetic foliation found in ignimbrites, defined as parallel when K1 is parallel to the flow direction (a-b), transverse when K1 is orthogonal to the flow direction (c-d) and oblique when K1 is oblique (between 35° and 55°) to the flow direction (e-f) (based on Giordano et al., 2008; Agrò et al., 2015).....	69
Figure 9. Examples of intermediate and inverse magnetic fabric determined from AMS and AARM stereograms for the same sites...	70
Figure 10. E Map of directional model obtained for ignimbrites and effusive deposits of Acampamento Velho volcanism in Taquarembó Plateau area (a) and the variations in the flow directions along the vertical succession represented in the columnar profile with their respective AMS stereograms (b).....	74

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1. Parâmetros da ASM e suas respectivas equações (Tarling & Hrouda, 1993).....	35
Tabela 2. Terminologia e descrição das litofacies ignimbríticas da Formação Acampamento Velho para os depósitos do Platô do Taquarembó (Baseado em Sommer et al., 2013).....	37

CAPÍTULO II

Table 1. Terminology adopted for ignimbritic deposits of the Acampamento Velho volcanism in the Taquarembó Plateau (modified from Sommer et al., 2013).....	58
Table 2. Measured hysteresis parameters for studied sites. Ms = saturation magnetization; Mrs = saturation remanent magnetization; Hc = coercivity; Hcr = remanent coercivity. Not read hysteresis parameters as (-).....	62
Table 3. AMS results for the studied sites. n = number of specimens measured; Km = mean magnetic susceptibility; L = magnetic lineation; F = magnetic foliation; P = degree of anisotropy; T = shape parameter; D = declination; I = inclination; E1-2 and E1-3 = semi-angles of the 95 per cent confidence ellipses around the susceptibility axes.....	68

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARMA – Anisotropia de remanência magnética anisterética

ASM – Anisotropia de susceptibilidade magnética

BC – Bacia do Camaquã

CAL – Complexo Anelar Leões

ESRG – Escudo Sul-rio-grandense

FAV – Formação Acampamento Velho

FORC – *First Order Reversal Curves*

GPS – *Global Positioning System*

MD - Multidomínio

MRI – Magnetização remanente isoterma

MRN – Magnetização remanente natural

PSD – Pseudo-monodomínio

PT – Platô do Taquarembó

SD – Domínio simples

SVA – Sequência vulcânica ácida

VSM – *Vibrating Sample Magnetometer*

LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$ – Graus Celsius

F – Foliação magnética

H – Campo magnético

H_c – Coercividade

H_{cr} – Coercividade de remanência

K – Susceptibilidade magnética

K_1 – Eixo de susceptibilidade máximo

K_2 – Eixo de susceptibilidade intermediário

K_3 – Eixo de susceptibilidade mínimo

K_m – Susceptibilidade magnética média

L – Lineação magnética

M – Magnetização

M_{rs} – Magnetização remanente de saturação

M_s – Magnetização de saturação

mT – mili Tesla

P – Grau de anisotropia

T – Parâmetro de forma

T_c – Temperatura de Curie

SUMÁRIO

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	10
CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR	11
1.1 INTRODUÇÃO	12
1.2 OBJETIVOS	13
1.3 ESTADO DA ARTE	14
1.3.1 Bacia do Camaquã	14
1.3.2 Formação Acampamento Velho	18
1.3.3 Platô do Taquarembó	20
1.3.3.1 Complexo Anelar Leões	23
1.4 METODOLOGIA	25
1.4.1 Trabalho de campo	25
1.4.1.1 Amostragem	25
1.4.1.2 Preparação de amostras	26
1.4.2 Análise de magnetismo de rocha	27
1.4.2.1 Curvas de histerese	29
1.4.2.2 Curvas de aquisição de magnetização remanente isoterma (MRI)	30
1.4.2.3 Diagramas FORC	31
1.4.2.4 Curvas termomagnéticas	32
1.4.3 Anisotropia de susceptibilidade magnética	33
1.4.4 Anisotropia de remanência magnética anisterética	36
1.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
1.5.1 Observações de campo	37
1.5.2 Magnetismo de rocha	38
1.5.3 Anisotropia magnética	39
1.6 CONCLUSÕES	40
Referências Bibliográficas	41
CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO	48
MAGNETIC ANISOTROPY OF AN ANCIENT VOLCANIC SYSTEM: FLOW DYNAMICS OF POST-COLLISIONAL EDIACARAN VOLCANISM IN SOUTHERNMOST BRAZIL	49
2.1 ABSTRACT	49
2.2 INTRODUCTION	50

2.3	GEOLOGICAL SETTING	53
2.3.1	Geology of Taquarembó Plateau	53
2.4	MATERIAL AND METHODS	55
2.4.1	Fieldwork.....	55
2.4.2	Magnetic mineralogy characterization.....	55
2.4.3	Sampling methods and AMS measurements	56
2.4.4	Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) measurements	57
2.5	RESULTS	58
2.5.1	Field observations.....	58
2.5.2	Magnetic mineralogy	60
2.5.3	AMS data	64
2.5.3.1	Scalar results	64
2.5.3.2	Directional data.....	66
2.5.4	AARM x AMS data	70
2.6	DISCUSSION	70
2.6.1	Relationship between magnetic mineralogy and fabric patterns	70
2.6.2	General implications: Emplacement model for volcanic deposits in TP	72
2.6.3	Analysis of flow directions and source identification.....	75
2.6.4	Implications for Ediacaran volcanism in southernmost Brazil.....	76
2.7	CONCLUSION	77
2.8	ACKNOWLEDGEMENTS	78
2.9	REFERENCES	78
 CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES		86
3.1	COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO	87
3.2	ARTIGO CIENTÍFICO COMO COAUTOR.....	88

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação contempla a análise do sistema vulcânico Ediacarano do cinturão Dom Feliciano, discutindo os mecanismos e dinâmicas de fluxo de sequências vulcânicas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho no Platô do Taquarembó, extremo sul do Brasil. O estudo é resultado do trabalho desenvolvido para obtenção do título de Mestre em Geociências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Esta dissertação está estruturada em torno de um artigo científico publicado no periódico *Precambrian Research* da editora *Elsevier* (fator de impacto 4,427; estrato qualis-CAPES A1) e segue a norma 118 do PPGGEO da UFRGS. Um texto integrador precede o corpo principal da dissertação com o intuito de estabelecer uma fundamentação teórica acerca do estudo. Sendo assim, a organização desta dissertação compreende três capítulos, conforme especificado a seguir.

O Capítulo I corresponde ao texto integrador que apresenta uma introdução sobre o tema e descrição dos objetivos do estudo, o estado da arte que contempla a contextualização teórica acerca dos temas da pesquisa, os materiais e métodos empregados, um breve resumo dos principais resultados e discussões obtidos, as conclusões e as referências bibliográficas.

O Capítulo II é composto pelo artigo científico “*Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil*”. O capítulo está redigido em língua inglesa, visto que o artigo foi publicado em periódico internacional.

O Capítulo III compreende os anexos, artigos publicados nos quais o pós-graduando é coautor e a documentação pertinente que complementam e agregam os tópicos abordados nos capítulos anteriores, como o comprovante de publicação do artigo (incluindo o código DOI da publicação) e os pareceres da banca examinadora.

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR

1.1 INTRODUÇÃO

O vulcanismo é um fenômeno importante na dinâmica planetária, evidenciando a evolução composicional e térmica da Terra em diferentes períodos geológicos (Fagents *et al.*, 2013). A investigação de terrenos vulcânicos antigos é um assunto que apresenta relevância científica devido a sua importância para o entendimento da evolução do vulcanismo e sua relação com os diversos ambientes tectônicos que estão relacionados. Em função da dificuldade de preservação parcial dos depósitos, a maior parte do conhecimento que temos atualmente sobre sistemas vulcânicos é baseada na observação de sistemas de erupção modernos ou recentes (e.g., Jousset *et al.*, 2012). No entanto, os mecanismos e a dinâmica de fluxo de sequências vulcânicas ácidas, principalmente depósitos piroclásticos, ainda são amplamente discutidos na literatura.

Dentro desse contexto, o vulcanismo presente no Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) é um registro bem preservado de sequências vulcânicas ácidas que permitem um melhor entendimento da dinâmica de fluxo dessas rochas. Estas ocorrências fazem parte da sequência vulcano-sedimentar neoproterozoica da Bacia do Camaquã (BC), que é caracterizada como uma bacia molássica formada durante os estágios tardi a pós-colisional do ciclo Brasileiro do cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr. 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Paim *et al.*, 2014). Os diferentes episódios vulcânicos foram descritos e agrupados em ciclos estabelecidos em ambientes continentais, sem evidências de deformação dúctil e metamorfismo associado. Responsável por um expressivo volume de rochas efusivas e piroclásticas predominantemente riolíticas, os depósitos da Formação Acampamento Velho (FAV; Ribeiro & Fantinel, 1978) apresentam excelentes exposições, principalmente sob forma de platôs.

Presente no extremo sudoeste do ESRG, o platô do Taquarembó (PT) preserva sequências vulcânicas ácidas, principalmente depósitos piroclásticos, pertencentes à FAV. Essa unidade é representada por depósitos ignimbríticos sub-horizontais com características típicas de processos piroclásticos primários, indicativo de fluxos de alta temperatura, combinados com a frequente ocorrência de lavas e corpos subvulcânicos (Sommer *et al.*, 1999; 2011; 2013). Diversos trabalhos foram realizados com o intuito de identificar possíveis modelos de colocação desses depósitos, sugerindo principalmente um vulcanismo estabelecido em condições

subaéreas, provavelmente relacionadas a um sistema de fissuras e caldeiras vulcânicas. No entanto, estudos relacionados à dinâmica de transporte dos fluxos ignimbríticos e riolíticos são ainda escassos, sendo dados fundamentais para identificação de fontes para essas rochas e também na interpretação do sistema vulcânico associado.

A análise de marcadores cinemáticos é fundamental para obtenção de direções de fluxo para lavas e ignimbritos. Contudo, além da coleta de dados estruturais e texturais consumirem muito tempo durante os trabalhos de campo, estas comumente não estão disponíveis para obtenção em determinados afloramentos (e.g., Dedzo *et al.*, 2011). A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e a anisotropia de remanência magnética anisterética (ARMA) são métodos geofísicos indiretos capazes de auxiliar na determinação do sentido de movimento de depósitos vulcânicos, pois permite definir a orientação preferencial dos minerais magnéticos presentes na rocha durante sua formação.

Neste estudo são apresentados e discutidos os mecanismos de transporte e a dinâmica de fluxo das sequências vulcânicas da FAV, com o intuito de identificar possíveis fontes e auxiliar na caracterização da colocação dos depósitos efusivos e ignimbríticos presentes no PT. Para isso, foram obtidos dados direcionais por meio de medidas de ASM e ARMA integrados com análises de magnetismo de rocha e observações de campo. Esses resultados, aliados aos dados dessa unidade em outras exposições do ESRG, contribuem para o entendimento do vulcanismo Ediacarano pós-colisional no cinturão Dom Feliciano.

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos da presente dissertação são: (1) compreender os mecanismos de transporte e a dinâmica de fluxo dos depósitos vulcânicos presentes no Platô do Taquarembó a fim de identificar possíveis fontes para essas sequências; (2) contribuir para o entendimento do vulcanismo ácido Ediacarano no cinturão Dom Feliciano; (3) verificar a aplicabilidade dessa abordagem para estudos de sistemas vulcânicos Precambrianos.

1.3 ESTADO DA ARTE

1.3.1 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC), vinculada à complexa evolução do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), está relacionada a uma sequência vulcano-sedimentar que se formou nos estágios tardi à pós-colisionais do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano do Cinturão Dom Feliciano (Chemale Jr. 2000; Fragoso-Cesar et al., 2003; Hartmann et al., 2007; Paim et al., 2014; Sommer et al., 2006). Depositadas entre o intervalo temporal aproximadamente entre 620 e 535 Ma, o agrupamento das unidades sedimentares e vulcanogênicas da BC afloram descontinuamente em boa parte do ESRG (Fig. 1), sendo uma das bacias molássicas mais bem preservadas do mundo, sem deformação plástica ou metamorfismo associado (Paim et al., 2000; Paim et al., 2014).

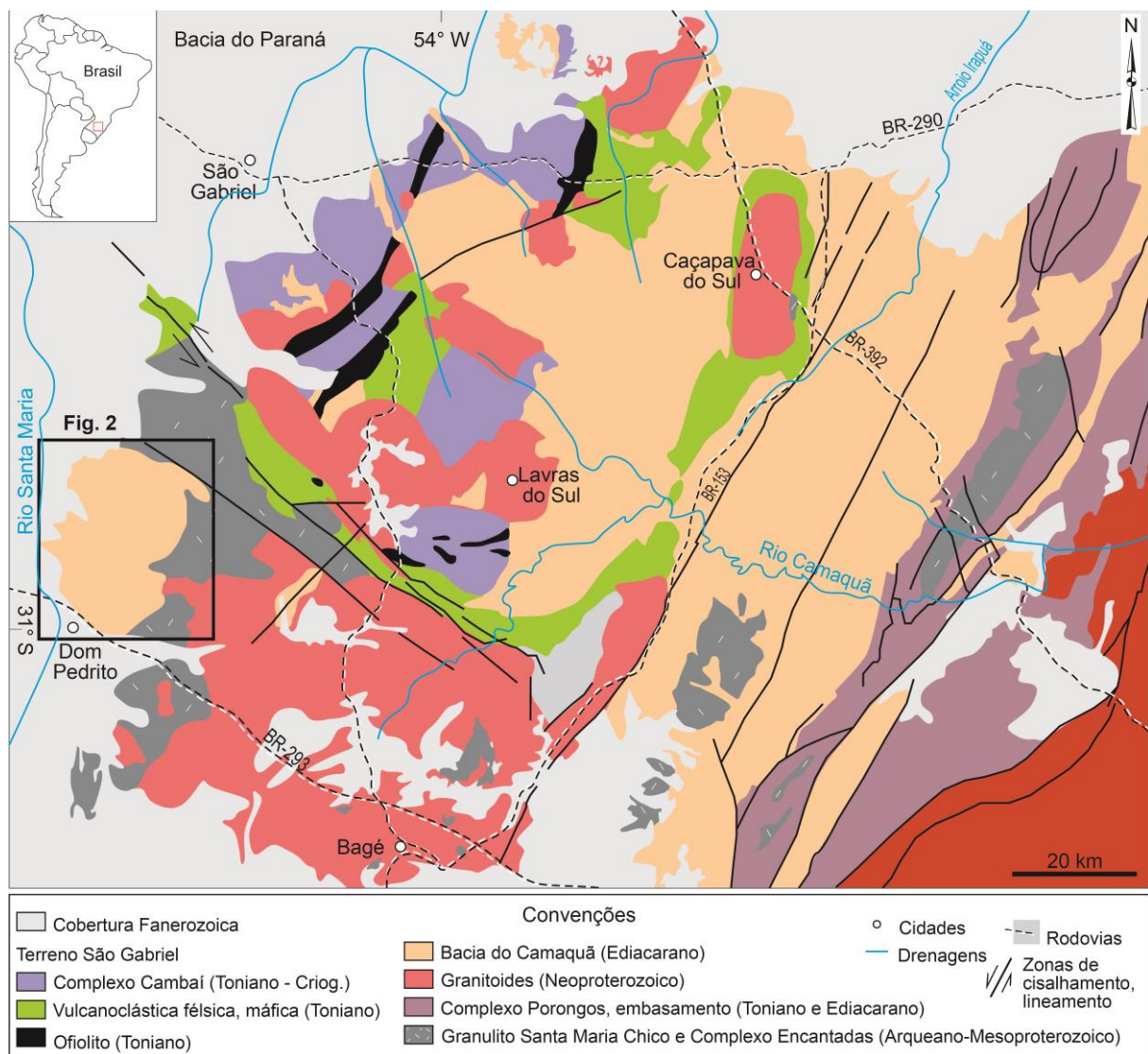


Figura 1. Mapa geológico regional do ESRG (Modificado de Cerva-Alves et al., 2020).

As sequências vulcano-sedimentares da BC estão sobrepostas a um embasamento heterogêneo, dividido em quatro terrenos (Terrenos Taquarembó, São Gabriel, Tijucas e Batólito Pelotas), variando desde complexos granulíticos desenvolvidos durante o Ciclo Transamazônico, até terrenos brasileiros representados por diversas associações de rochas ígneas e metamórficas (Paim *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2007). A classificação e os mecanismos de geração desta bacia são muito controversos, no entanto, trabalhos como de Paim *et al.*, (2000), Paim *et al.*, (2014), Chemale Jr (2000), Fragoso-Cesar *et al.*, (2000), Fragoso-Cesar *et al.*, (2003), Sommer *et al.*, (2006) e Lima *et al.*, (2007) sugerem que inicia como uma bacia de retroarco (Grupo Maricá), evoluindo para uma bacia de strike-slip (Grupo Bom Jardim) e finalizando como bacias de rifte transtensivo (Grupos Guaritas e Santa Bárbara).

Quanto à evolução geológica da BC, sugere-se que ela represente um *locus* deposicional, caracterizado por quatro pulsos tectono-vulcano-sedimentares, determinados por eventos deposicionais com acúmulo de pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares, e intervalos predominantemente erosionais (Paim *et al.*, 2000). Para os depósitos vulcânicos, as fases de preenchimento ocorrem predominantemente na base das unidades de maior hierarquia, sendo sucedidos por deposição de sedimentos principalmente siliciclásticos. O contexto dinâmico da BC produziu um complexo padrão de preenchimento, vinculados a diferentes ambientes tectônicos com distintas assinaturas vulcânicas, cujos registros estão limitados por discordâncias angulares, organizadas em uma série de unidades estratigráficas (Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014).

Embora diferentes divisões tenham sido propostas para as unidades da BC, neste trabalho, adotou-se a realizada por Paim *et al.*, (2014), cuja sucessão está distribuída em cinco sub-bacias, contendo parte do preenchimento da bacia e sendo limitados dos demais por feições estruturais maiores (sub-bacias Boicí-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó). Sendo assim, da base para o topo, a bacia apresenta as seguintes unidades:

Grupo Maricá: Unidade mais antiga e deformada da bacia, caracterizado por depósitos sedimentares predominantemente fluviais, costeiros e marinhos, com intervalo de deposição para esta unidade entre 630.2 ± 3.4 e 601 ± 13 Ma (Borba *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2012). Fragoso-Cesar *et al.* (2003) subdividiu este grupo em três unidades, sendo na base a Formação Passo da Promessa, na porção

intermediária a Formação São Rafael, e no topo da sequência a Formação Arroio América. Não há exposição de rochas vulcânicas na base desta sequência, no entanto, evidências de um vulcanismo ácido foram reportadas, necessitando de estudos mais detalhados (Paim *et al.*, 2014).

Grupo Bom Jardim: composto por uma sequência vulcano-sedimentar, caracterizado por depósitos aluviais, intercalados com rochas vulcânicas de composição básicas a intermediárias pertencentes à Formação Hilário (*sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978). Este é considerado o primeiro episódio vulcânico com forte registro na BC (Paim *et al.*, 2014).

Grupo Santa Bárbara: segundo ciclo vulcano-sedimentar da bacia, caracterizado por depósitos continentais aluviais, lacustres e fluviais (Borba & Misuzaki, 2003; Borba *et al.*, 2007) intercalados com rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro, 1976). O vulcanismo Acampamento Velho, presente nesta sequência, será melhor detalhado na próxima seção.

Grupo Guaritas: é o último ciclo vulcano-sedimentar da BC, representado por rochas vulcânicas de composição predominantemente básicas na base da sequência, vinculados ao Membro Rodeio Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), sucedidos por expressivos depósitos continentais eólicos, intercalados com depósitos aluviais e fluviais (Almeida *et al.*, 2010).

Diversos trabalhos (*e.g.* Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007) organizaram os diferentes episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã em ciclos estabelecidos em ambientes continentais sob condições subaéreas. Estes eventos vulcânicos apresentam um papel importante dentro da compreensão da evolução da bacia, influenciando diretamente nas fases de preenchimento, onde as características geoquímicas indicam uma evolução desde magmas toleíticos e cálcico-alcálico alto-K, para shoshoníticos até alcalino-sódicos, sintetizados em três ciclos:

Vulcanismo Hilário: pertencente ao Alogrupo Bom Jardim (Paim *et al.*, 2014), apresenta composição predominantemente intermediária com algumas ocorrências ácidas e básicas e uma assinatura cálcico-alcálica alto-K a shoshonítica (Lima *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2012). O magmatismo é vinculado a Formação Hilário que é caracterizado por rochas vulcânicas efusivas (traquibasaltos e traquiandesitos) temporalmente associadas a rochas hipabissais monzoníticas, quartzo-monzoníticas

e lamprofíricas, além de rochas plutônicas agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1998; Lima *et al.*, 2007). Dados geocronológicos de U-Pb e Ar-Ar, obtidas em rochas da Formação Hilário, indicam idade entre 593 ± 6 e 580 ± 4 Ma (Janikian *et al.*, 2005; Janikian *et al.*, 2008), sendo, portanto, as rochas vulcânicas mais antigas da BC.

Vulcanismo Acampamento Velho: pertencente ao Alogrupo Santa Bárbara (Paim *et al.*, 2014), é caracterizado por um magmatismo de composição moderadamente alcalina sódica, composto predominantemente por depósitos de fluxo piroclástico e depósitos efusivos de composição predominantemente riolítica, vinculado às rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (Sommer *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007). A fração vulcânica deste segundo ciclo é representada no oeste do estado do Rio Grande do Sul, no município de Dom Pedrito, e na parte central, nos municípios de Vila Nova do Sul e Caçapava do Sul, onde os sucessivos pulsos foram responsáveis pela formação de serras alongadas e platôs (Sommer *et al.*, 1999). Um destes, o Platô do Taquarembó, e juntamente com esta unidade será melhor descrita no próximo item devido a sua relevância para a execução deste trabalho.

Vulcanismo Rodeio Velho: considerado a última manifestação vulcânica da BC, inseridos no Alogrupo Guaritas (Paim *et al.*, 2014). É representado por derrames e diques intermediários a básicos (andesitos e basaltos), com afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K, vinculados ao Membro Rodeio Velho. Dados geocronológicos apontam idades para esta unidade de 547 ± 6 e 535 ± 1 Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

Do ponto de vista geotectônico, trabalhos como Wildner *et al.* (1999), Wildner *et al.* (2002), Nardi & Lima (2000), Almeida *et al.* (2012), Almeida *et al.* (2005) e Sommer *et al.* (2005), relacionam estes ciclos vulcânicos a uma transição entre um período colisional à pós-colisional, ocorrido entre o final do Neoproterozoico (Ediacarano) até o Ordoviciano, por meio de fusões parciais do manto litosférico alterado por uma prévia subducção.

A fração vulcânica deste segundo ciclo é representada no oeste do estado do Rio Grande do Sul (RS), no município de Dom Pedrito, e na parte central, município de Vila Nova do Sul, onde os sucessivos pulsos foram responsáveis pelas

formações de platôs (Sommer *et al.*, 1999). Um destes, o Platô do Taquarembó, é alvo de estudo do presente trabalho e será melhor descrito nos próximos itens.

1.3.2 Formação Acampamento Velho

Leinz *et al.* (1941) foi o primeiro autor a relatar as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (FAV), descrevendo estas como riolitos extrusivos, classificadas como quartzo-pórfiro, na região que hoje é conhecida como o Platô da Ramada. A partir deste estudo pioneiro, trabalhos posteriores como de Mau (1959) avançaram no conhecimento da unidade, individualizando os diferentes litotipos, separados em ignimbritos e tufos soldados, depositados sob condições subaéreas.

Com base nesses trabalhos, Goñi *et al.* (1962) sugere a criação de uma “Sequência Vulcânica”, estratigraficamente acima do Grupo Maricá, composta por riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros e aglomerados, além de tufos, incluído a estes os ignimbritos descritos anteriormente por Mau (1959), depositados na camada por processos do tipo “nuvem ardente”.

Robertson (1966) sugere a criação de uma unidade, reunindo as rochas riolíticas descritas por Leinz *et al.* (1941), Mau (1959) e Goñi *et al.* (1962), além de ocorrências similares descritas na Serra de Santa Bárbara, denominada Riolito Ramada, sobrepostas discordantemente das rochas sedimentares da então chamada Série Maricá.

Foi então Ribeiro *et al.* (1966) o primeiro trabalho a propor a denominação Membro Acampamento Velho, correspondente ao Rioito Ramada de Robertson (1966), incluindo riolitos, dacitos e piroclásticas associadas, pertencentes à Formação Crespos do Grupo Bom Jardim. Cordani *et al.* (1974) sugeriram a elevação da categoria de Membro Acampamento Velho para Formação, o que, posteriormente, seria utilizada em outros trabalhos (e.g. Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-César *et al.*, 1985).

Os trabalhos mais atuais na FAV são referentes à organização estratigráfica e definição da faciologia dos depósitos vulcânicos, tendo sido constantemente revisadas e sugeridas por Sommer (1994), Sommer *et al.* (1999), Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002), Sommer *et al.* (2011), Sommer *et al.* (2013), Matté *et al.* (2016) e Leitzke *et al.* (2020). As principais exposições da unidade estão localizadas no estado do RS, nos municípios de Dom Pedrito (Platô do

Taquarembó), Vila Nova do Sul (Platô da Ramada e Cerro Tupanci) e Caçapava do Sul (Cerro do Perau e Cerro do Bugio).

Nesta dissertação, a FAV será tratada como uma unidade pertencente ao Grupo Santa Bárbara, recobrando tanto os depósitos sedimentares do Grupo Maricá quanto os depósitos vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim. Granitos alcalinos de caráter predominantemente metaluminoso, correlacionáveis a Suíte Intrusiva Saibro, apresentam cogeneticidade com as rochas vulcânicas ácidas deste vulcanismo (riolitos e traquitos), sendo considerados sua porção intrusiva (Nardi & Bonin, 1991; Gastal *et al.*, 1992; Gastal & Lafon, 1998; Gastal *et al.*, 1999).

As principais unidades da FAV são depósitos de fluxo piroclástico, principalmente ignimbritos com faciologia variável, brechas vulcânicas e depósitos efusivos (derrames e hipabissais), de composição predominantemente riolítica. Nos depósitos piroclásticos dominam os componentes juvenis, principalmente cristaloclastos de quartzo e feldspato alcalino, púmices e *shards*. Na porção basal dos depósitos os litoclastos são mais abundantes sendo principalmente conatos, embora sejam comuns fragmentos acidentais e acessórios originados das rochas encaixantes. A geometria dos depósitos é variável, observando-se desde depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. Os depósitos efusivos são caracterizados, predominantemente, por lavas vinculadas a corpos hipabissais. Nas lavas é comum porções autobrechadas, foliadas e maciças (Sommer *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2007; Matté 2016; Matté *et al.*, 2016).

O predomínio dos depósitos ignimbríticos que preservam feições típicas de processos piroclásticos primários, como estruturas de fluxos quentes com grande quantidade de gases, é uma característica comum nos depósitos da FAV. Estas características, associadas a frequente ocorrência de fluxos de lavas e corpos hipabissais ao longo de lineamentos, sugerem um vulcanismo subaéreo estabelecido em condutos fissurais, podendo ser relacionados a sistemas do tipo caldeira (Sommer *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2003; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2007; Matte 2016; Matté *et al.*, 2016).

Dados geoquímicos indicam que a atividade ígnea na FAV é caracterizada por um magmatismo de afinidade alcalina sódica (Wildner *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 1999; Matté *et al.*, 2016). Embora o vulcanismo *strictu sensu*

desta sequência tenha sido descrito como bimodal (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2005), com predomínio de vulcanitos ácidos, estudos têm demonstrado que o magmatismo referente a FAV (vulcânicas e subvulcânicas) apresenta todo o espectro composicional, formando um *trend* alcalino saturado em sílica, envolvendo termos básicos, intermediários e ácidos (Matté 2016, Matté *et al.* 2016). Wildner *et al.* (1999) identificou um *trend* comendítico para as rochas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho, típico de associações de margens continentais ativas ou de ambientes pós-colisionais posicionados acima de zonas de subducção. Já as rochas básicas desta unidade são representadas por um pequeno volume de lavas porfíricas e diques, cujas características permitem classificá-las como basaltos hawaííticos e mugearíticos (Sommer *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005).

Diversos autores obtiveram dados geocronológicos para a FAV em praticamente todas as áreas aflorantes no RS. Na região do Passo do Salsinho, análises U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de lavas riolíticas indicaram idades de 574 ± 7 Ma (Janikian *et al.*, 2008) e 573 ± 18 Ma (Chemale Jr., 2000). Dados similares foram obtidos na região do Platô do Taquarembó, em zircões de granitoides do Complexo Anelar Leões pela sistemática Pb-Pb, de 572 ± 3 Ma (Gastal & Lafon, 2001). Datações U-Pb em zircões indicaram idades de 560 ± 2 Ma em ignimbritos soldados, 560 ± 14 Ma em traquitos máficos e 562 ± 2 Ma em riolitos subvulcânicos do Platô da Ramada (Matté *et al.*, 2016). Sommer *et al.* (2005) obteve idades de $549,3 \pm 5$ Ma, a partir de análises U-Pb SHRIMP em zircões de lavas riolíticas, também no Platô da Ramada, e cerca de 580 Ma para as ocorrências da região do Tupanci (Sommer *et al.*, 2017), sugerindo uma maior abrangência temporal para o vulcanismo da FAV no ESRG.

1.3.3 Platô do Taquarembó

O Platô do Taquarembó (PT) é um alto topográfico situado no oeste do estado do RS, mais precisamente a norte da cidade de Dom Pedrito (Fig. 2). O vulcanismo responsável pela formação do platô gerou depósitos que recobrem uma área total de 220 km^2 e uma espessura média de 150 metros, sendo composto por duas unidades estratigráficas (Sommer *et al.*, 1999). A mais antiga é uma sucessão de fluxos de lavas de composição básica-intermediária e depósitos sedimentares vulcanogênicos da Formação Hilário. A unidade mais jovem é constituída por

depósitos efusivos e piroclásticos da Formação Acampamento Velho (Sommer *et al.*, 2011). Esses depósitos se estabeleceram sobre uma crosta continental granulítica, composta por rochas pertencentes ao Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979), e sequências sedimentares neoproterozoicas.

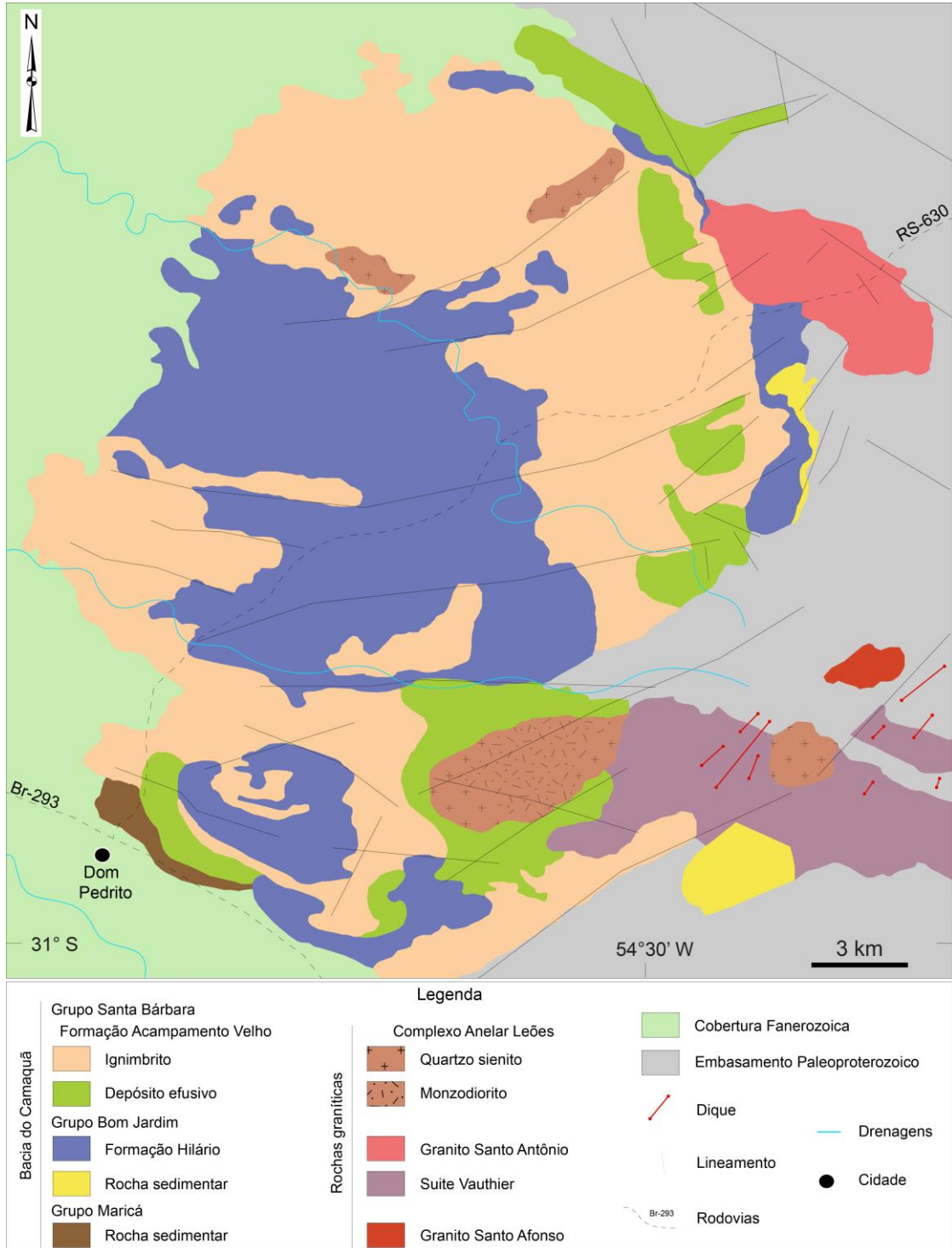


Figura 2. Mapa geológico do Platô do Taquarembó (Modificado de Gastal, 1999; Sommer *et al.*, 1999).

Sommer *et al.* (2011) dividiu o vulcanismo Acampamento Velho no PT em três principais ciclos eruptivos subaéreos que refletem as variações da atividade vulcânica da sequência. O primeiro ciclo é caracterizado por fluxos de lava de composição traquíticas e riolíticas. O segundo é representado por uma atividade vulcânica explosiva, responsável pela formação de depósitos ignimbríticos, que ocorreu após o lançamento de voláteis. Essa atividade explosiva do segundo ciclo gerou novos depósitos efusivos, produzindo derrames de lavas com composição semelhante ao primeiro ciclo, representando então o último ciclo da sequência.

Trabalhos realizados na porção sul do Platô do Taquarembó, como de Sommer (1994) e Sommer *et al.* (1999), determinaram uma sequência de eventos que formaram o platô, identificados a partir da interpretação faciológica dos depósitos vulcânicos da FAV na região. A fração vulcânica foi informalmente definida como Sequência Vulcânica Ácida (SVA), sendo caracterizada como uma sucessão de rochas efusivas (derrames e diques de composições traquidacíticas à riolíticas), depósitos piroclásticos (fluxo, principalmente ignimbritos, e queda) e, subordinadamente, vulcanoclásticos, onde a sequência de eventos refletem as variações da atividade vulcânica no Platô do Taquarembó (Sommer, 1994; Wildner *et al.*, 1999).

Segundo Sommer (1994), a SVA é dividida em dois episódios explosivos separados estratigraficamente por unidades efusivas, onde as rochas são organizadas em diferentes fácies. O primeiro episódio apresenta um evento explosivo, formador de depósitos de queda, sucedido por derrames de composição traquidacítica a riolítica (associação de rochas efusivas I). O segundo episódio é predominantemente explosivo, composto por depósitos de brechas vulcanoclásticas na base sucedidos por depósitos de fluxo piroclástico. O fim do episódio é marcado por uma fase não explosiva formadora de derrames (associação de rochas efusivas II).

O segundo ciclo eruptivo é o que mais aflora no Platô do Taquarembó, marcado por depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos), na porção superior da SVA, sendo depositados em áreas com topografia horizontal, sem um controle efetivo da gravidade nos movimentos reomórficos. Três unidades de resfriamento, com espessuras inferiores a 30 m foram identificadas nos depósitos ignimbríticos do PT, provavelmente correspondendo a três eventos de fluxo piroclástico, conforme sugerido por Sommer *et al.* (2011):

A primeira unidade de resfriamento é um depósito mal selecionado, maciço, relativamente homogêneo com uma maior concentração de fragmentos líticos na porção inferior, predominantemente de tamanho lúpili de andesitos (acidental) e lavas riolíticas (cognato). A porção superior é rica em *shards* e *fiammes* fortemente achatados (texturas eutaxítica e parataxítica), sugerindo um alto grau de soldagem e reomorfismo.

A unidade intermediária apresenta ignimbritos organizados em uma sucessão de camadas sub-horizontais, denominados ignimbritos estratificados. A origem dessa estratificação pode estar relacionada com a sucessão de diferentes unidades de fluxo piroclástico, depositadas quase simultaneamente, trabalhando como uma unidade de resfriamento. O depósito internamente apresenta uma gradação normal de litoclastos e inversa de púmices, sendo, no geral, mal-selecionados constituídos por piroclastos tamanho lúpili e, subordinadamente, cinza e bloco, possuindo um moderado grau de soldagem.

A última unidade é representada por ignimbritos reomórficos cujo contato é marcado por uma discordância erosiva. Esta unidade é diferenciada dos ignimbritos estratificados, pois possui um aspecto homogêneo, caracterizado por uma drástica diminuição da porosidade dessas rochas. Os depósitos são maciços, mal selecionados, e mostram um sutil enriquecimento de fragmentos tamanho lúpili na base (dominantemente de rochas vulcânicas), enquanto que em direção ao topo ocorre um enriquecimento de cristaloclastos (quartzo e feldspato). Apresentam forte achatamento de púmices e vitroclastos (*shards*), marcados por uma textura que varia de eutaxítica para parataxítica ao longo dos depósitos.

1.3.3.1 Complexo Anelar Leões

O Complexo Anelar Leões (CAL – Gastal *et al.*, 1992) é uma estrutura anelar de pequenas dimensões, com aproximadamente 5 x 4 Km, localizada na porção sul do PT (Fig. 2), composta por uma associação bimodal de monzodioritos a quartzo monzodioritos na parte central e quartzo sienitos a feldspato alcalino-quartzo sienitos na borda do corpo (Gastal *et al.*, 1992; Sommer, 1994). Sommer *et al.* (1993) sugerem que o CAL poderia representar a porção intrusiva de uma estrutura do tipo caldeira, cujo abatimento pode ter sido responsável pela geração de uma parte do vulcanismo ácido do PT.

Gastal (1999) descreve o CAL, propondo que este possui um núcleo monzodiorítico envolto por quartzo-sienitos que formam diques arqueados com cerca de 1-1,5 Km de espessura. Os quartzo-sienitos são intrusivos nas fases de núcleo, estando relacionados a pelo menos dois pulsos distintos. O pulso quartzo-sienítico mais antigo apresenta uma composição metaluminosa, intrudindo nas unidades basais das rochas vulcânicas ácidas da FAV na borda oeste do corpo. Já o pulso mais jovem ocorre na porção leste-sudeste, possui uma composição levemente peralcalina e está fortemente relacionada com as unidades superiores da FAV (traquitos).

A relação do CAL com as rochas vulcânicas da FAV foi descrita por Sommer (1994), onde, por meio de dados de campo, observou-se um aspecto gradacional entre as rochas traquidacíticas da associação efusiva II e as rochas quartzo-sieníticas da borda do complexo. Essa gradação ocorre texturalmente a partir de rochas pórfiras, onde os fenocristais de feldspato alcalino estão envoltos por uma matriz afanítica, passando por uma rocha porfírica onde já se observa uma matriz fanerítica muito fina, chegando até uma rocha com textura fanerítica média. Além disso, os depósitos piroclásticos de queda, que representariam as unidades basais da SVA, estariam limitados a escassos depósitos quase sempre associados à borda do CAL.

Sommer (1994) apresentou uma discussão sobre a gênese dos depósitos vulcânicos da FAV, apresentando uma relação entre a atividade vulcânica e os diversos tipos de condutos associados às erupções de fluxos ignimbríticos, destacando o tipo fissural que pode ser dividido em lineares e anelares. Foi sugerido por este autor a relação entre a erupção desta sequência vulcânica e um sistema de condutos vinculados ao CAL. Corroborando com estes dados de campo, Gastal (1999) identificou uma cogeneticidade das rochas vulcânicas da FAV com as intrusivas do CAL, sendo uma possível câmara rasa que forneceu magma para uma parte do vulcanismo ácido.

1.4 METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados os principais métodos empregados nesta dissertação. A metodologia deste trabalho consiste principalmente em dados de ASM e ARMA, acompanhada de uma análise de magnetismo de rocha para identificação da mineralogia magnética presente nas amostras. Todas as medidas magnéticas foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag).

1.4.1 Trabalho de campo

O trabalho de campo envolveu o detalhamento geológico de algumas porções do PT, escolhidos para a realização dos trabalhos de paleomagnetismo, comparando com trabalhos anteriores, e medições estruturais realizadas com bússola e um receptor GPS. Os dados de campo foram processados e compilados usando o software ArcMap 10.5 (ESRI), enquanto que os dados estruturais foram analisados utilizando gráficos de contorno processados no Stereonet 10. A análise de fácies para os depósitos vulcânicos foi baseada em trabalhos de Sommer (1994), Sommer *et al.* (1999) e Sommer *et al.* (2013) que fizeram estudos voltados para o aspecto vulcanológico da FAV específicos na porção sul do PT. O trabalho de campo também incluiu amostragem para petrografia, anisotropia magnética (ASM e ARMA) e análises de magnetismo de rocha.

1.4.1.1 Amostragem

A amostragem paleomagnética (Fig. 3) foi realizada em 32 sítios distribuídos de forma a recobrir a maior área possível no PT, sendo 22 para os depósitos ignimbríticos e 10 para os efusivos. Para cada sítio foram coletados de 7 a 10 cilindros, de 1" de diâmetro e 2-8 cm de comprimento, por meio da utilização de uma perfuratriz portátil movida a gasolina acoplada com uma broca cilíndrica oca não magnética, com sua extremidade diamantada. Após a perfuração, os cilindros foram orientados com auxílio de um equipamento que contém uma bússola e um clinômetro, a fim de realizar a reconstrução espacial das amostras em laboratório. Além da amostragem, dados estruturais e texturais (*e.g.*, foliação de fluxo, lineação mineral, além de orientação de cristais, púmices e fragmentos líticos) foram registrados quando disponíveis para obtenção no afloramento.



Figura 3. Metodologia de amostragem para coleta de dados paleomagnéticos: (a) e (c) amostragem com perfuratriz para obtenção dos cilindros, (b) processo de orientação dos cilindros amostrados.

1.4.1.2 Preparação de amostras

A preparação das amostras foi efetuada no Núcleo de Preparação de Amostras da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGEO-UFRGS). Essa etapa consistiu no corte dos cilindros em espécimes de tamanho padrão, com 22 mm de altura, utilizando uma serra não magnética com ajuste próprio para o corte (Fig. 4). Ao todo foram obtidos 377 espécimes, sendo 250 para os ignimbritos e 127 para os depósitos efusivos. Além da preparação dos espécimes para aquisição dos dados de ASM e ARMA, foram separados fragmentos, usualmente da base de cada cilindro, para análises de magnetismo de rocha.

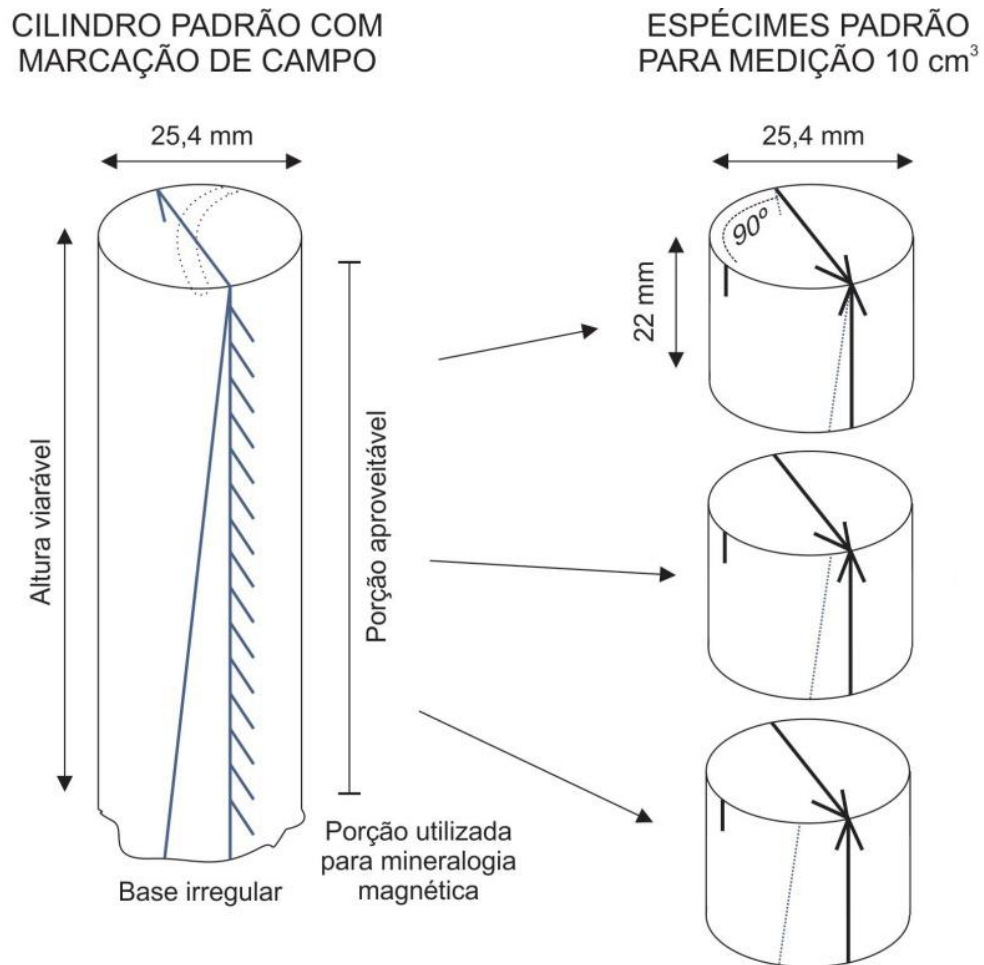


Figura 4. Corte dos cilindros amostrados em campo e preparação dos espécimes para medidas paleomagnéticas.

1.4.2 Análise de magnetismo de rocha

Em estudos de ASM é fundamental a determinação das fases minerais responsáveis pela susceptibilidade magnética (χ) e a magnetização remanente natural (MRN) das rochas em que está sendo aplicado este método (e.g., Tauxe *et al.*, 2018). Isto se deve, pois os três eixos de susceptibilidade, que definem a trama magnética e o comportamento das direções, são diretamente influenciados pelos minerais presentes na rocha (Tarling & Hrouda, 1993). Esses minerais são classificados com base no seu comportamento na presença de um campo magnético, sendo definidos como diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Os minerais diamagnéticos (e.g. quartzo, feldspatos), são aqueles que apresentam fraca magnetização que é oposta e proporcional ao campo aplicado, com valores de χ negativos. Os minerais paramagnéticos (e.g. biotita, clorita, anfibólios, piroxênios), são aqueles que se alinham com o campo magnético

externo e possuem magnetização nula quando se retira o campo indutor, com valores positivos de χ .

Já os ferromagnéticos são aqueles que apresentam átomos com momentos magnéticos que ocupam posições próximas o suficiente para permitir uma forte interação atômica entre si (e.g., Tauxe *et al.*, 2018). Devido essa interação de troca (e.g. energia de troca), esses materiais possuem um forte campo molecular que alinha os momentos magnéticos atômicos produzindo uma magnetização natural espontânea (MRN). Além disso, estes possuem susceptibilidade magnética mais alta comparada a minerais diamagnéticos e paramagnéticos. De acordo com o arranjo dos momentos magnéticos, os minerais ferromagnéticos são subdivididos em (Fig. 5): i) ferrimagnéticos: a disposição dos momentos magnéticos é de forma antiparalela (Fig. 5d), mas com intensidade distinta, resultando em uma magnetização espontânea não nula (e.g. magnetita); ii) antiferromagnéticos: disposição dos momentos de forma antiparalela e de igual intensidade (Fig. 5b), gerando uma magnetização nula. Alguns minerais antiferromagnéticos podem apresentar defeitos na estrutura cristalina e também inclinações nos momentos magnéticos (Fig. 5c), gerando assim uma resultante não nula da magnetização.

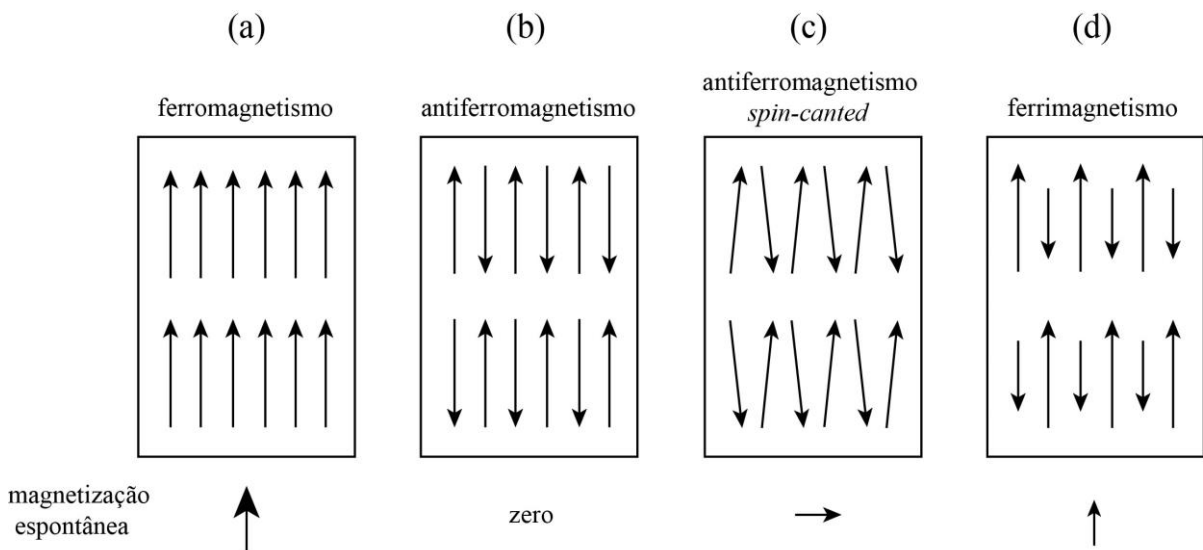


Figura 5. Arranjo dos momentos magnéticos atômicos para os materiais ferromagnéticos (Butler, 1992).

Sendo assim, a caracterização da mineralogia magnética é de extrema importância para a interpretação de dados paleomagnéticos (e.g., Moncinhatto *et al.*, 2020). Para a determinação das fases minerais magnéticas presente nas rochas em estudo, utilizou-se as seguintes técnicas: curvas de histerese, curvas de aquisição

de magnetização remanente isotermal (MRI) e curvas termomagnéticas. Diagramas FORC também foram empregados com o intuito de identificar as estruturas de domínio das fases ferromagnéticas.

1.4.2.1 Curvas de histerese

A técnica consiste na medição da magnetização (M) que a amostra adquire em função da aplicação de um campo magnético indutor (H). Parâmetros como magnetização de saturação (M_s), magnetização remanente de saturação (M_{rs}), coercividade (H_c) e coercividade de remanência (H_{cr}) são obtidos através do ciclo completo de histerese (Fig. 6), sendo importantes para a determinação das fases minerais ferromagnéticas presentes na rocha (e.g., Dunlop & Özdemir, 1997). Ao aplicar um campo magnético na amostra, os minerais presentes sofrem saturação da sua magnetização em campos que podem ser muito baixos (<300 mT) ou altos, indicativo de fases minerais ferromagnéticas de baixa e alta coercividade respectivamente. Quando o campo é retirado, permanece apenas a M_{rs} . Aplicando-se um campo indutor reverso, a amostra perderá toda a magnetização em um determinado valor de campo, denominado H_c . O ciclo da histerese se encerra com o valor de campo necessário para ocorrer a anulação da magnetização remanente, definido como H_{cr} . Os padrões e os parâmetros obtidos com as curvas permitem caracterizar os minerais magnéticos responsáveis pela susceptibilidade magnética do material, visto que a histerese representa a soma da contribuição de todas as partículas magnéticas presentes na amostra (Dunlop & Özdemir, 1997; Tauxe 2008). Além disso, o formato das curvas também indica a presença de misturas de minerais de alta e baixa coercividade (Roberts *et al.*, 1995; Tauxe *et al.*, 1996). Com base nos dados obtidos, estes podem ser utilizados para definição das estruturas de domínio dos minerais ferromagnéticos (domínio simples – SD, pseudodomínio simples – PSD, e multidomínios – MD) a partir dos parâmetros M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c interpretados no diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). Contudo, trabalhos como de Roberts *et al.*, (2018) identificaram algumas limitações neste digrama, sugerindo técnicas mais avançadas para determinação dos domínios magnéticos, como as curvas de reversão de primeira ordem (FORCs, do inglês *First Order Reversal Curves*).

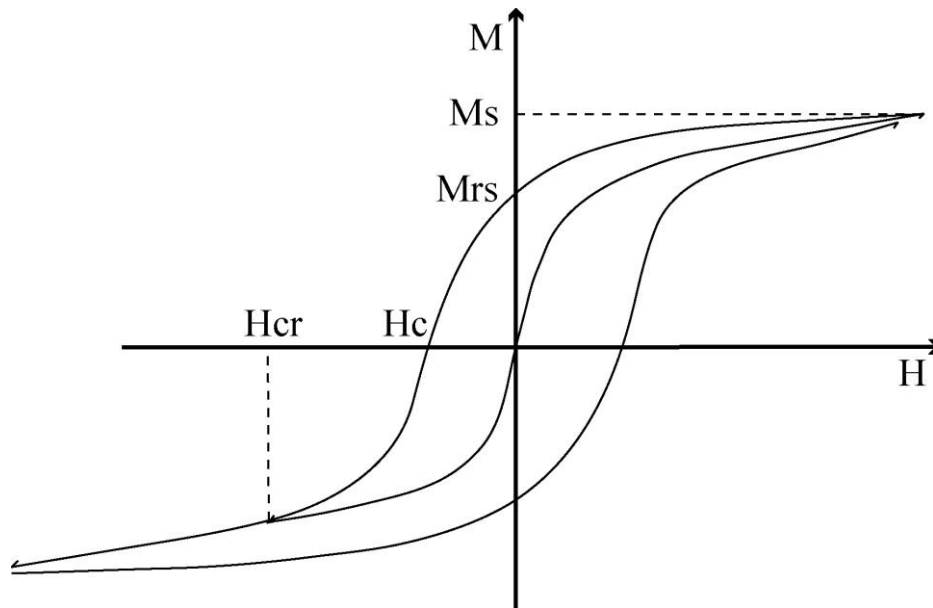


Figura 6. Ciclo completo de histerese com as posições em que se encontram os parâmetros como magnetização de saturação (M_s), magnetização remanente de saturação (M_{rs}), coercividade (H_c) e coercividade de remanência (H_{cr}) (Tauxe *et al.*, 2018).

1.4.2.2 Curvas de aquisição de magnetização remanente isotermal (MRI)

A curva de aquisição de magnetização remanente isotermal (MRI) é uma técnica que permite estimar a magnetização de saturação e a coercividade das partículas ferromagnéticas presentes na amostra (e.g. Kruiver *et al.*, 2001). Ela consiste na aplicação, sucessivamente maior, de um campo magnético indutor e seguido da medida da magnetização adquirida para cada passo em que é aplicado o campo, a uma temperatura ambiente e constante. O campo é aplicado até o limite do equipamento utilizado para estes experimentos (1 Tesla) ou até onde a curva apresente uma inflexão e a magnetização continue constante, o que permite inferir que ocorreu a saturação da magnetização da amostra. A partir da obtenção da curva já é possível identificar quais tipo de fases minerais ferromagnéticas, visto que minerais de baixa coercividade (e.g. magnetita) saturam a campos induzidos baixos (<300 mT) e minerais de alta coercividade (e.g. hematita) saturam a campos que podem ultrapassar o limite do equipamento.

Foram realizadas medidas de histerese e MRI com as mesmas amostras em todos os 32 sítios amostrados para ASM. Os dados foram obtidos utilizando o magnetômetro MicroMag 3900 da Lake Shore Cryotronics (Fig. 7) para ambos os métodos.



Figura 7. Magnetômetro MicroMag 3900 utilizado para aquisição das curvas de histerese, MRI e diagramas FORC. Extraído do site da fabricante do equipamento (Lake Shore Cryotronics).

1.4.2.3 Diagramas FORC

O FORC (do inglês, *First Order Reversal Curve*) é um diagrama de contorno derivado de diversas curvas de reversão (*loops*) de histerese parciais (Roberts et al., 2000). A técnica é medida saturando a amostra até um campo de alta intensidade por convenção positivo (H_{sat}), diminuindo para um campo de reversão H_a e posteriormente varrendo o campo de volta para H_{sat} em passos regulares equivalente a H_b (Fig. 8a). Este processo é repetido para um amplo espectro de valores aplicados para H_a , produzindo uma série de FORCs (Fig. 8b). A magnetização medida em cada etapa em função de H_a e H_b corresponde à $M(H_a, H_b)$ (Roberts et al., 2014).

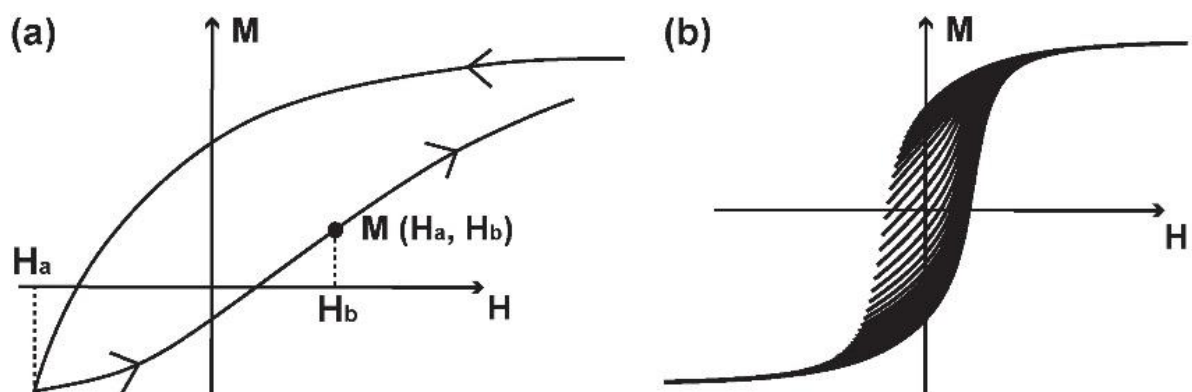


Figura 8. Curvas de reversão de histereses parciais (a) e série de FORCs obtidos através dos repetidos passos (b) (Roberts et al., 2014).

O diagrama FORC é uma técnica largamente utilizada para a determinação da estrutura de domínio dos minerais ferromagnéticos (domínio simples – SD, multidomínios – MD e super paramagnético - SP) e também o espectro de coercividade dos materiais. O método, além de caracterizar amostras com contribuição de apenas uma fase, permite identificar distintos componentes magnéticos a partir de uma mistura de diferentes minerais ou de fases ferromagnéticas com diferentes comportamentos (Roberts *et al.*, 2014). O resultado é expresso de forma que os diagramas apresentarão manifestações características da interação das partículas presentes na amostra (SD, MD e SP).

Os FORCs foram obtidos no VSM (*Vibrating Sample Magnetometer*) MicroMag 3900 da Lake Shore Cryotronics (Fig. 7). Os dados foram adquiridos com uma calibração de 300 curvas de reversão com tempo médio de 200 milissegundos. Após processamento, os diagramas foram processados no programa FORCinel (Harrison & Feinberg, 2008) do software Igor Pro (Wavemetrics), utilizando-se um fator de suavização 5 (*smoothing factor*- SF = 5).

1.4.2.4 Curvas termomagnéticas

A curva termomagnética é uma técnica que fornece informações sobre os minerais magnéticos por meio da variação da susceptibilidade magnética em função da temperatura. Para este trabalho, utilizaram-se as curvas de alta temperatura cujas principais transições ocorrem na temperatura de Curie da magnetita (578°C) e na temperatura de Néel da hematita (680°C) (Dunlop & Özdemir, 1997). Essas transições, representadas por inflexões nas curvas, ocorrem pois os minerais perdem toda sua magnetização (temperatura de desbloqueio), transformando-se de um comportamento ferromagnético para paramagnético.

Estes dados foram obtidos para 27 sítios paleomagnéticos no Platô do Taquarembó, medidos através do equipamento Kappabridge KLY-4, com intervalo de temperatura de 30°C até 700°C. A amostra, em fração fina, é colocada em um suporte que é conectado ao equipamento, onde as medidas são realizadas de forma automatizada e contínua, sendo adquirida uma medida de susceptibilidade a cada incremento de 8.6°C. Para a visualização das curvas e correções utilizou-se o software Cureval 8.0 (Agico Inc.).

1.4.3 Anisotropia de susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética (χ) é uma propriedade física que mensura a capacidade que um material tem em magnetizar-se por meio da aplicação de um campo magnético induzido (e.g. Dunlop & Özdemir, 1997). Logo, a relação é definida pelos vetores campo magnético (H) e magnetização (M) (eq. 1). Como H e M são dados em A/m no Sistema Internacional de Unidades (SI), a susceptibilidade magnética é uma grandeza adimensional. Quando normalizada pela massa, a susceptibilidade magnética (χ) é dada em m³/kg. Os fundamentos teóricos da ASM, descritos nesta seção, são uma síntese de trabalhos mais completos sobre o tema como de Jackson (1991), Rochette *et al.* (1992) e Tarling & Hrouda (1993) com o detalhamento metodológico revisado recentemente por Borradaile e Jackson (2010).

$$M = \chi H \quad (\text{eq. 1})$$

Para as rochas, em termos gerais, o que controla a sua susceptibilidade são os minerais, cujo comportamento magnético é variável, incorporado por componentes diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Com base nisso, a susceptibilidade completa de uma rocha representa o somatório de contribuição de todas as espécies minerais presentes, ponderadas pelas suas susceptibilidades específicas e abundâncias relativas.

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é uma propriedade física das rochas que tem como princípio a orientação preferencial dos minerais magnéticos anisotrópicos (fábrica magnética). Em escala granulométrica, as direções e o tipo do sistema cristalográfico controlam a ASM para a vasta maioria dos minerais, visto que os eixos cristalinos normalmente definem a forma dos grãos. Sendo assim, a ASM é uma resposta ao arranjo espacial destes grãos e eventuais interações magnéticas entre eles, além da própria anisotropia intrínseca de cada fase mineral.

Quando a susceptibilidade magnética de um mineral não varia com a direção esta substância é caracterizada como isotrópica. No entanto, os minerais presentes nas rochas geralmente são anisotrópicos devido aos diferentes valores de susceptibilidade para cada eixo, com M variando para cada orientação e intensidade de H . Sendo assim, as três componentes ortogonais da magnetização induzida (M) podem ser representadas pelas seguintes equações lineares (eq. 2):

$$\begin{aligned}
 M_1 &= k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3 \\
 M_2 &= k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3 \\
 M_3 &= k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3
 \end{aligned}
 \tag{eq. 2}$$

De forma simplificada a expressão fica (eq. 3):

$$M_i = k_{ij} H_j \quad (i = 1, 2, 3) \tag{eq. 3}$$

Onde M_i é a magnetização na direção i e H_j é o campo indutor aplicado na direção j . k_{ij} é o tensor de susceptibilidade, sendo representado por um tensor simétrico (3x3) de segunda ordem (eq. 4):

$$\chi = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix}, \text{ onde } \begin{cases} k_{11} = k_1 \\ k_{22} = k_2 \\ k_{33} = k_3 \end{cases} \tag{eq. 4}$$

Como os valores fora do eixo principal dessa matriz se cancelam, restam os componentes k_{11} , k_{22} e k_{33} que são simplificados para $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ que correspondem respectivamente aos eixos de susceptibilidade magnética máximo, intermediário e mínimo. A representação espacial dos três principais eixos de susceptibilidade é um elipsoide magnético, similar ao elipsoide de deformação da geologia estrutural, cuja trama magnética é caracterizada por uma lineação magnética (L), definido pelo eixo de susceptibilidade máximo (k_1), e a foliação magnética (F) que é o plano que contém o eixo máximo (k_1) e intermediário (k_2), sendo o eixo mínimo (k_3) equivalente ao polo dessa foliação.

A ASM é fortemente relacionada com os valores de susceptibilidade magnética ao longo de seus eixos principais (k_1 , k_2 e k_3), onde a relação entre estes define o tipo de elipsoide magnético e conseqüentemente a trama magnética das rochas. Se $k_1=k_2=k_3$ o elipsoide é esférico, se $k_1 \approx k_2 > k_3$ o elipsoide é oblato e quando $k_1 > k_2 \approx k_3$ o elipsoide é prolato. O formato do elipsoide, ou parâmetro de forma, (T) varia de -1 a 0 para formatos prolatos e de 0 a +1 para formatos oblatos. Esses e alguns parâmetros descritos por Jelinek (1981) são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Parâmetros da ASM e suas respectivas equações (Tarling & Hrouda, 1993).

Parâmetro	Equação
Susceptibilidade magnética média (K_m)	$K_m = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3}$
Grau de anisotropia (P)	$P = \frac{k_1}{k_3}$
Lineação magnética (L)	$L = \frac{k_1}{k_2}$
Foliação magnética (F)	$F = \frac{k_2}{k_3}$
Formato do elipsóide (T)	$T = \frac{2l\eta_2 - l\eta_1 - l\eta_3}{\eta_1 - \eta_3}$

A anisotropia magnetocristalina e a anisotropia magnetostática, também conhecida como anisotropia de forma, são os dois principais tipos de manifestação da anisotropia magnética nos minerais que compõem as rochas. A primeira está relacionada com o arranjo geométrico dos íons ferromagnéticos (Fe^{+2} e Fe^{+3}) dentro da rede cristalina dos minerais, possibilitando a existência de eixos de “magnetização fácil”, representando as direções de magnetização espontânea em fases ferromagnéticas (e.g., hematita, presentes no plano basal do cristal, perpendicular ao eixo cristalográfico c). O segundo está ligado com a forma dos minerais ferromagnéticos que é relacionado à distribuição dos polos magnéticos ao longo de suas superfícies. Para esses minerais, a anisotropia de forma é superior a magnetocristalina (e.g., magnetita), pois quando este é submetido a um campo indutor ocorre um efeito desmagnetizante em um grão com alta magnetização intrínseca.

Em fases paramagnéticas, os eixos principais que definem o elipsoide magnético para a ASM apresentam paralelismo com os eixos cristalográficos, visto que para muitos minerais a cristalografia também tende a controlar a forma das partículas individuais, como, por exemplo, para sistemas ortorrômbicos (e.g., olivina), trigonais (e.g., quartzo, calcita) e tetragonais (e.g., zircão, cassiterita).

As análises de ASM foram realizadas em 32 sítios, 22 para os depósitos ignimbríticos e 10 para os depósitos efusivos. Todas as medidas foram feitas no

USPmag por meio do susceptímetro Kappabridge MFK1-FA (Agico Ltd.), operando com um campo de 200 A/m e 976 Hz de frequência em temperatura ambiente. Os dados direcionais e os parâmetros escalares foram processados no software Anisoft 5 (Agico Ltd.).

1.4.4 Anisotropia de remanência magnética anisterética

A anisotropia de remanência magnética anisterética (ARMA) é uma técnica que permite isolar a anisotropia dos minerais ferromagnéticos presentes na amostra (Jackson, 1991). Este é um método que complementa a análise da trama magnética das rochas, visto que na ASM a susceptibilidade magnética é resultado da contribuição de todos os minerais (diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos). A ARMA é adquirida após submeter simultaneamente a amostra a um campo de polarização constante (DC) e um campo magnético alternado (AF). Essas etapas são realizadas ao longo de diferentes direções da amostra. O tensor da ARM é representado de forma semelhante ao da ASM, sendo expresso pela magnitude e orientação do eixo principal (M_1), intermediário (M_2) e mínimo (M_3) do elipsoide anisterético remanescente (Jackson, 1991). A vantagem desse método consiste na exclusão do efeito SD de magnetitas que geram fábricas magnéticas inversas na ASM (e.g., Stephenson *et al.*, 1986; Moncinhatto *et al.*, 2020), melhorando a interpretação dos dados direcionais para os depósitos vulcânicos.

As aquisições de ARMA foram realizadas através do desmagnetizador LDA3-AMU1 (Agico Ltd.) e com o magnetômetro JR6A (Agico Ltd.) para medições das subseqüentes magnetizações remanescentes. Para cada amostra foi aplicado um pico de campo AF de 100 mT, integrando todo o espectro de coercividade, e um campo de polarização (DC) de 0,5 mT. Foram utilizados 6 espécimes por sítio usando o arranjo de 12 posições para cada amostra, visto que este esquema foi o que apresentou o menor erro e conseqüentemente estimou com mais precisão os tensores de ARM. Os dados foram processados com o auxílio do software Anisoft 5 (Agico Ltd.).

1.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados, discussões e interpretações sobre o magnetismo de rocha e o uso da ASM visando à caracterização dos aspectos direcionais associados à dinâmica de fluxo dos depósitos vulcânicos presentes no Platô do Taquarembó, além da contribuição deste trabalho para o entendimento do vulcanismo ácido Ediacarano no cinturão Dom Feliciano, são apresentados no artigo anexado ao final desta dissertação. Aqui é dada ênfase aos principais aspectos que foram explorados no artigo, com o intuito de fazer um breve resumo dos resultados e discussões deste estudo.

1.5.1 Observações de campo

As principais unidades identificadas no PT foram depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos) e depósitos efusivos (derrames e hipabissais) de composição predominantemente riolítica. Nesse estudo, baseado principalmente em características texturais, os ignimbritos foram agrupados em estratificados e reomórficos, onde o contato entre esses depósitos é marcado por uma discordância erosiva. Cinco litofacies foram descritas para essas rochas, apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Terminologia e descrição das litofacies ignimbríticas da Formação Acampamento Velho para os depósitos do Platô do Taquarembó (Baseado em Sommer *et al.*, 2013).

Unidade	Facies	Descrição das litofacies
Reomórfico	rheoLT	Lápili-tufo maciço mal selecionado com matriz vitroclástica fortemente achatada e alongada; textura parataxítica
Estratificado	LT(nl-ip)	Lápili-tufo mal selecionado com gradação normal para litoclastos e inversa para púmices.
	ILT	Lápili-tufo rico em fragmentos líticos
	eLT	Lápili-tufo com textura eutaxítica
	crLT	Lápili-tufo rico em cristais

As variações faciológicas descritas para a sequência vulcânica no PT indicam a persistência de altas temperaturas durante a deposição tanto dos ignimbritos estratificados quanto dos reomórficos. Variações na dinâmica eruptiva e pequenas pausas da atividade vulcânica podem explicar essa estratificação

presente nos ignimbritos da base. Embora a transição entre esses depósitos seja marcada por uma discordância erosiva, indicando um hiato entre a deposição de cada um, o aspecto homogêneo característico dos ignimbritos reomórficos e a falta de evidências de interrupções significativas no registro do resfriamento dessas rochas sugerem que esses depósitos se comportaram como uma única unidade de resfriamento, onde a unidade de fluxo foi depositada rapidamente uma após a outra.

Os depósitos efusivos apresentam uma disposição mais complexa dentro do contexto evolutivo do PT. São principalmente fluxos de lava e se encontram por vezes como corpos hipassibais, evidenciadas em campo por meio de estruturas verticais indicando corpos similares a criptodomos, presentes na porção sudoeste do platô. Na porção norte esses depósitos estão distribuídos localmente, sendo principalmente controlado por falhas. Grande parte dos depósitos efusivos está vinculada as bordas das rochas intrusivas do CAL. Trabalhos como Sommer (1994) e Gastal *et al.* (1999) identificaram que os sienitos do CAL gradam para lavas de composição traquidacíticas da sequência de depósitos da FAV, estando fortemente relacionado com essa unidade efusiva.

1.5.2 Magnetismo de rocha

A análise conjunta das curvas de histerese, MRI e FORC permitiu identificar quatro padrões distintos para as amostras analisadas. O primeiro e o segundo padrão apresentaram curvas de MRI que não saturam a campos de 1 T, indicando a presença de minerais de alta coercividade, no entanto, as curvas de histerese apresentaram uma forma em “cintura de vespa” (Roberts *et al.*, 1995; Tauxe *et al.*, 1996), mostrando também a coexistência de fases de baixa coercividade nas amostras. A principal diferença do primeiro para o segundo padrão foram os diagramas FORC que são típicos de grãos SD e MD, respectivamente. Os dois últimos padrões apresentaram um predomínio de minerais de baixa coercividade com diferenças principalmente nos diagramas FORC, sendo característico de magnetitas com estrutura vortex ou mistura de SD e MD (Roberts *et al.*, 2018) para o terceiro padrão e MD para o quarto. As curvas termomagnéticas para esses quatro comportamentos indicaram as transições ocorrendo nas temperaturas de 580°C e 675°C, sugerindo o predomínio nas amostras de fases como magnetita e hematita.

Os dados magnéticos obtidos para cada sítio amostrado indicam que a magnetita ou magnetita com baixo titânio é o principal portador magnético para os

ignimbritos e os depósitos efusivos no PT. Fases minerais de alta coercividade (e.g. hematita) também estão presentes em algumas amostras. A caracterização da mineralogia magnética foi de suma importância para a identificação da trama magnética das rochas, visto que o sinal da ASM, além de ser controlado por fatores macroscópicos, depende dos fatores microscópicos como composição e domínio magnético das partículas (Tauxe *et al.*, 2018).

1.5.3 Anisotropia magnética

A partir da interpretação da distribuição dos eixos magnéticos da ASM foi possível determinar um padrão de movimentação para os depósitos vulcânicos do PT. Três fábricas magnéticas foram definidas para os depósitos piroclásticos de acordo com as orientações dos vetores de ASM, sendo elas: (i) normal, que, baseado no trabalho de Agro *et al.* (2015), foi subdividida em paralela, transversa e oblíqua. (ii) intermediária e (iii) inversa. Os dados direcionais para os depósitos efusivos mostraram um comportamento muito similar aos ignimbritos, sendo identificadas a fábrica magnética normal e inversa. O estudo da ARMA foi essencial para a definição da fábrica inversa nos sítios em que as rochas apresentavam como principal componente ferromagnético magnetitas com domínio magnético SD (ler seção 4.4 do artigo).

A análise conjunta da localização espacial, direções de movimentação obtidas com a anisotropia magnética e indicadores cinemáticos presentes em alguns afloramentos permitiu a identificação do padrão de fluxo regional para as unidades estudadas. Na porção sul do PT, as direções de fluxo indicam um padrão concêntrico e radial em direção às bordas do CAL, indicando uma possível correlação com esse complexo ou outra fonte vulcânica localizada mais a leste da área do platô. Por outro lado, na porção norte as direções apresentam um padrão de movimentação que converge para o centro da região, sugerindo uma relação desses depósitos com um sistema de fissuras relacionado com as bordas do platô, cuja descontinuidade com o embasamento pode ter permitido a formação de condutos fissurais alimentadores.

1.6 CONCLUSÕES

Através dos dados de anisotropia magnética e das observações de campo foi possível sugerir um padrão de movimentação para os depósitos vulcânicos no PT, além de auxiliar na caracterização dos mecanismos de colocação das rochas da FAV. As análises de magnetismo de rocha indicaram que a susceptibilidade magnética para os sítios analisados é especialmente gerada por minerais ferromagnéticos, sendo o principal portador a magnetita ou magnetita com baixo conteúdo de titânio. Os resultados de ASM, aliada a caracterização da mineralogia magnética, apontam fábricas magnéticas normal e inversa para os ignimbritos e depósitos efusivos. Os dados de ARMA foram essenciais para a interpretação dos dados de anisotropia magnética, principalmente nos sítios em que as partículas magnéticas apresentam estrutura SD.

Os dados direcionais de ASM indicam fluxos relacionados com o CAL, principalmente na porção sul do PT. No entanto, a posição geográfica em que se encontra o complexo intrusivo não é propícia para justificar a distribuição dos depósitos ignimbríticos por toda a área do platô. Sendo assim, é sugerido que a colocação desses depósitos de fluxo piroclástico esteja provavelmente associada a um sistema de fissuras, cujas descontinuidades com o embasamento na borda do platô podem ter servido como condutos de alimentação para formação dessas rochas.

Embora os dados magnéticos apresentados e sua interpretação sejam ferramentas amplamente utilizadas para estudos de reconstrução de sistemas vulcânicos recentes, este trabalho mostrou que também pode ser realizado em terrenos vulcânicos antigos, especialmente se em conjunto com outras abordagens. Uma possível aplicação poderia ser feita no Platô da Ramada, a nordeste da área de estudo, que também é representante do vulcanismo Ediacarano da FAV, apresentando fortes semelhanças com os depósitos vulcânicos do PT.

Referências Bibliográficas

- Agrò, A., Zanella, E., Le Pennec, J. L., Temel, A., 2015. Magnetic fabric of ignimbrites: a case study from the Central Anatolian Volcanic Province. Geological Society, London, Special Publications, 396(1), 159-175.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M.A., Petry, K., Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Barbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*. 5 (3), 721-733.
- Almeida, D.P.M., Conceição, R. V., Chemale Jr, F., Koester, E., de Borba, A. W., Petry, K., 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8(4), 479-492.
- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Petrology—New Perspectives and Applications*, 5, 73-105.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., Fambrini, G. L., 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118(2), 145-161.
- Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 365-380.
- Borba, A. W. D., Maraschin, A. J., & Mizusaki, A. M. P., 2007. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-rio-grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. *Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre, RS. Vol. 34, n. 2 (2007), pp. 57-74.
- Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Onoe, A. T., & Hartmann, L. A., 2008. U–Pb zircon and ⁴⁰Ar–³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, v. 20(3), 359-375.

- Borradaile, G. J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1519-1551.
- Butler, F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319p.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (EDS), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 13-52.
- Cordani, U. G., Halpern, M., Berenholc, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)*, Brasília, DNPM, pp. 70-84.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V. A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- Dedzo, M.G., Nédélec, A., Nono, A., Njanko, T., Font, E., Kamgang, P., Njonfang, E., Launeau, P., 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 203(3-4), 113-132.
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: University Press, 573p.
- Fagents, S. A., Gregg, T. K. P., Lopes, R. M. C. (Eds). 2013. *Modeling Volcanic Processes: Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fragoso-Cesar, A. R. S., Faccini, U. F., Paim, P. S. G., Lavina, E. L., & Altamirano, J. A. F., 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 2, 1985, Foz do Iguaçu. SBGEO, v.1, pp. 477-491.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Paes de Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30, 438-441.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III - Eopaleozoico no Rio Grande do Sul. In: *Encontro sobre a*

- estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, vol. 1. Anais, Porto Alegre, RS, pp. 139-144.
- Gastal, M. C. P., Schmitt, R., Nardi, L. V. S., 1992. Granitóides da Parte Centro/Sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense. Novos Dados e Discussões sobre Gênese e Tipologia do Magmatismo Alcalino. Pesquisas em Geociências, 19(2), 174-182.
- Gastal, M. D. C. P., Lafon, J. M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: Geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. Revista Brasileira de Geociências, 28(1), 11-28.
- Gastal, M. D. C. P., 1999. The alkaline and shoshonitic intrusives in the region of the Taquarembó Plateau, southern Brazil: are they genetically related?. Revista Brasileira de Geociências, 29(1), 85-98.
- Goñi, J. C., Goso, H., Issler, R. S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. Avulso da Escola de Geologia da UFRGS, 3, 1-105.
- Harrison, R. J., Feinberg, J. M., 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(5).
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do rio Grande do sul no pré-cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50anos de Geologia, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, pp. 97-123.
- Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. Pure and Applied Geophysics, 136(1), 1-28.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Frago-Cesar, A.R.S., Corrêa, C.R.A., Pelosi, A.P.M.R., 2005. Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. Rev. Bras. Geociências 35, 245-256.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Frago-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L., Tohver, E., 2008. The continental record of Ediacaran volcanosedimentary successions in southern Brazil and its global implications. Terra Nova 20, 259-266.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79(3-4), 563-567.

- Jousset, P., Pallister, J., Boichu, M., Buongiorno, M. F., Budisantoso, A., Costa, F., Andreastuti, S., Prata, F., Schneider, D., Clarisse, L., Humaida, H., 2012. The 2010 explosive eruption of Java's Merapi volcano - a '100-year' event. *Journal of volcanology and geothermal research*, 241, 121-135.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 189, 269–276.
- Leinz, V., Barbosa, A. F., Teixeira, E., 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Bol. 90. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio, RS, 39.
- Leitzke, F. P., Gervasoni, F., Simões, M. S., Sommer, C. A., de Lima, E. F., Conceição, R. V., 2020. Magmatic evolution of ediacaran alkali rhyolites from the Acampamento Velho volcanism in the Tupanci area, southern Brazil: A study based on mineral chemistry, LA-ICP-MS Ti-in-quartz and zircon saturation geothermometry. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102814.
- Lima, E. F., Nardi, L. V. S., 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1), 67-77.
- Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., 2007. O vulcanismo neoproterozoico-ordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, pp. 79-95.
- Matté, V., 2016. O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense.
- Matté, V., Sommer, C. A., de Lima, E. F., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 201-222.
- Mau, H., 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, RS. *Engenharia, Mineração, Metalurgia*, 29, 13-40.
- Moncinhatto, T. R., Haag, M. B., Hartmann, G. A., Savian, J. F., Poletti, W., Sommer, C. A., Caselli, A. T., Trindade, R. I. F., 2020. Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International*, 220, 821-838.

- Nardi, L. V. S., Hartmann, L. A., 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6), 45-76.
- Nardi, L. V., Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - a case study. *Chemical Geology*, 92(1-3), 197-211.
- Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 2000. O magmatismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M., de Ros, L.F. (Eds.), (Org.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 119-131.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A bacia do Camaquã. In: Holz, M., DeRos, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, 231-274.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência Nat.* 36, 183-193.
- Ribeiro, M., Bocchi, P. R., Figueiredo, F. P. M., Tessari, R. I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do DNPM*, 127, 19-231.
- Ribeiro, M., Fantinel, L.M., 1978. Associações Piroclásticas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações piroclásticas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia* 5, 19-54.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209-226.
- Roberts, A. P., Cui, Y., Verosub, K. L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9), 17909-17924.
- Roberts, A. P., Pike, C. R. Verosub, K. L., 2000. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research*, 105(B12), 28461–28475.
- 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(4), 557-602.
- Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2618-2644.

- Robertson, J. F., 1966. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e estudos. Escola de Geologia/UFRGS* 1(2), 41-54.
- Sommer, C. A., Lima, E. D., & Nardi, L. V. S., 1993. O vulcanismo ácido alcalino no Plato do Taquarembó, Dom Pedrito, RS. *Simpósio Internacional del Neoproterozóico-Cámbrico en la Cuenca del Plata*, 1.
- Sommer, C. A., 1994. O vulcanismo ácido alcalino da porção sul do platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS. IG-UFRGS, *Dissertação de Mestrado*.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do platô do taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2), 245-254.
- Sommer, C. A., Lima, E. F. D., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. D., Pierosan, R., 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre, RS. V. 30, n. 1 (2003), pp. 3-26.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4), 237-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K, tholeiitic and silica saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3), 573-589.
- Sommer, C. A., Lima, E. F. D., Pierosan, R., Machado, A., 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Brazilian Journal of Geology*, 41(3), 420-435.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Machado, A., Rosseti, L.M.R., Pierosan, R., 2013. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 152-165.
- Sommer, C. A., Leitzke, F. P., Lima, E. F. D., Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Matté, V., Philipp, R. P., Conceição, R. V., Basei, M. Â. S., 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW

- of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4), 545-560.
- Stephenson, A., Sadikun, S. T., Potter, D. K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophysical Journal International*, 84(1), 185-200.
- Tarling, D. H., Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 217 p.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, waist-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research* 101(B1), 571–583.
- Tauxe, L., Kodama, K. P., Kent, D. V., 2008. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1-4), 152-165.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., Van der Voo, R., 2018. *Essentials of paleomagnetism*, 5th web edition.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well preserved Neoproterozoic-Cambrian plutonovolcanic association in southern Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41 (12), 1082-1098.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 261-283.

CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO

MAGNETIC ANISOTROPY OF AN ANCIENT VOLCANIC SYSTEM: FLOW DYNAMICS OF POST-COLLISIONAL EDIACARAN VOLCANISM IN SOUTHERNMOST BRAZIL

Johnathan H. Gambeta^{1,*}, Jairo F. Savian¹, Carlos A. Sommer¹, Ricardo I.F. Trindade²

^aInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil

^bDepartamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226 São Paulo, Brasil

*corresponding author: Johnathan H. Gambeta (johnathan.gambeta@ufrgs.br)

2.1 ABSTRACT

Knowledge about flow dynamics of volcanic sequences is fundamental for understanding their emplacement and consequently the evolution of the associated volcanic terrain. Despite this importance, studies that apply different approaches to ancient volcanic systems are still rare. In this paper, we study the case of silicic volcanic sequences in southernmost Brazil, contributing to the interpretation of the post-collisional Ediacaran volcanic settings of the Sul-riograndense shield. Rock magnetism analyses, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM), were performed on 32 sites of silicic volcanic rocks integrated with fieldwork observations. Magnetic mineralogy data indicate that magnetite or Ti-poor magnetite and high-coercivity phases (e.g., hematite) are the main magnetic carriers for the studied volcanic deposits. AARM results reveal an inverse magnetic fabric when single-domain grains are present, strongly affecting the interpretation of flow directions of lavas and ignimbritic deposits. AMS scalar results integrated with ignimbrite lithofacies analyses showed different fabric imbrication styles between stratified lower units and rheomorphic upper ignimbrites, allowing their separation in the emplacement model. Flow directions based on AMS, AARM data and field observations show a potential correlation of these volcanic deposits with an intrusive complex located on the southeastern border of the ignimbritic plateau. The emplacement of pyroclastic flow

deposits was probably associated with a complex fissure system, where discontinuities within the basement plateau border may have served as feed conduits for these deposits. Our results highlight the importance of applying a regionally distributed AMS sampling coupled with a strong mineralogical and field control to the study of ancient volcanic systems.

Keywords: Neoproterozoic volcanism; Anisotropy of magnetic susceptibility; Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization; Magnetic fabric; Lava flow dynamics; Rock magnetism

Highlights:

- AMS and field studies were applied to the analysis of an Ediacaran volcanism
- AMS and AARM data led to the identification of possible emission centers
- Flow directional data point to an emplacement related to a complex fissure system

2.2 INTRODUCTION

The analysis of ancient volcanic terrains is essential for understanding the evolution of post-tectonic volcanism in orogenic belts. Presently, most studies on the behaviour of volcanic systems are related to the observation of modern or recent erupting systems (e.g., Newhall et al., 2000; Jousset et al., 2012). Yet, the mechanisms and flow dynamics of acidic volcanic sequences, mainly pyroclastic deposits, are still in a subject of debate in the literature (e.g., Alva-Valdivia et al., 2017; Lima et al., 2018). In this context, a detailed examination of particle fabric in rocks of ancient acidic volcanic deposits may provide insights into their transport and deposition, which is fundamental to interpret the volcanic emplacement.

In southern Brazil, acidic orogenic volcanism is well exposed and offers the opportunity to a better understanding of their flow dynamics. The Ediacaran to Ordovician Camaquã Basin (CB) is a well preserved volcano-sedimentary molassic basin (Paim et al., 2000, 2014), associated to the complex evolution of the Sul-riograndense shield (Fig. 1), formed in the late to post-collisional stages of the Brasiliano cycle of the Dom Feliciano belt (Sommer et al., 2006; Hartmann et al., 2007; Paim et al., 2014). There is no evidence of ductile deformation and associated

metamorphism in the CB, favouring studies of ancient volcanic systems due to the exquisite preservation of their primary structures. This basin is divided into sub-basins, whose tectonic environments indicate a retroarc setting evolving into a strike-slip and ending as a transtensive rift (Chemale, 2000; Frago-Cesar et al., 2000; Paim et al., 2000, 2014).

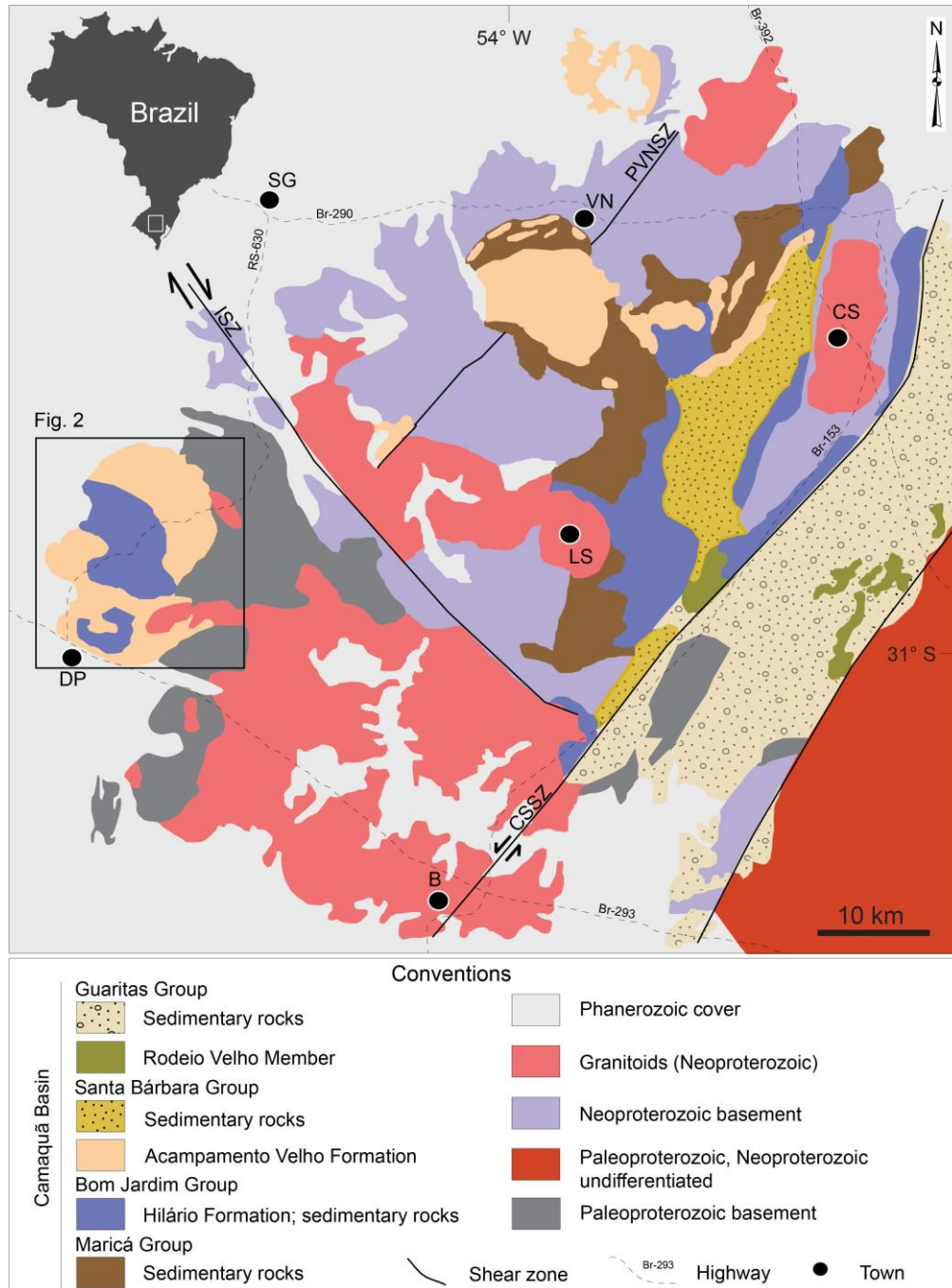


Figure 1. Regional map with location of the study area. Towns: B = Bagé; CS = Caçapava do Sul; DP = Dom Pedrito; LS = Lavras do Sul; SG = São Gabriel; VN = Vila Nova do Sul. Shear zones: ISZ = Ibaré; CSSZ = Caçapava do Sul; PVNSZ = Passinho/Vila Nova do Sul. Neoproterozoic granitoids are coeval with the Camaquã Basin (Modified from Philipp et al., 2016; Cerva-Alves et al., 2020).

Present in the Taquarembó sub-basin (Paim et al., 2014), the Taquarembó Plateau (TP) preserves silicic volcanic sequences, mainly pyroclastic deposits, characterized by a non-deformed and non-metamorphosed succession with only slight brittle tectonics, known as the Acampamento Velho Formation (AVF; Ribeiro and Fantinel, 1978). This unit is characterized by subhorizontal ignimbrites that preserve features typical of primary pyroclastic processes indicative of high temperature flows with a large amount of gases. These attributes, combined with the frequent occurrence of lavas and synvolcanic bodies, suggest subaerial volcanism, probably related to the fissure vents and volcanic calderas (Sommer et al., 1999, 2011, 2013).

Acquiring directional data of lava and pyroclastic flows is fundamental to identify the sources for volcanic deposits. The analysis of structural and textural data (e.g., flow foliations, mineral lineation, imbricated logs including orientation of glass shards, crystals, pumice and lithic fragments), is time consuming and these features are commonly absent in specific outcrops (e.g., Dedzo et al., 2011). Many authors have used indirect methods, such as anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) measurements, to assist in these studies (e.g., Incoronato et al., 1983; Ort, 1993; Fisher et al., 1993; Cagnoli and Tarling, 1997; Le Pennec et al., 1998; Palmer and MacDonald, 1999; Ort et al., 1999; LaBerge et al., 2009). AMS is a powerful tool for volcanic studies because it permits determining the preferred orientation of the magnetic minerals present in the rocks during their formation (e.g., Graham, 1954; Tarling and Hrouda, 1993). Despite its strong potential, case studies using AMS and AARM in Precambrian volcanic systems are still rare.

Here we propose to identify sources for volcanic deposits in the Taquarembó plateau region, in order to indicate and discuss the transport mechanisms and flow dynamics of these sequences, assisting with their emplacement characterization. This information, linked with data from this unit in other exposures in the Sulriograndense shield, contributes to the interpretation of the post-collisional Ediacaran volcanism in Dom Feliciano belt. To attain this objective, we obtained directional data of lava and ignimbrites using AMS and AARM measurements integrated with rock magnetism analyses and fieldwork observations. This study demonstrates how this approach may be used not only to reconstruct modern volcanic systems but also to elucidate important scientific questions related to ancient volcanic events around the world.

2.3 GEOLOGICAL SETTING

Concerning the geological evolution of CB, it represents a depositional locus, characterized by an interleaving of events with the accumulation of sedimentary and volcano-sedimentary sequences, and erosional intervals (Paim et al., 2000). Volcanic deposits occur predominantly at the base of the units with subsequent deposition of mainly siliciclastic sediments. The dynamic context of CB resulted in a complex filling pattern, linked to different tectonic environments, whose records are limited by angular discordances, organized in a series of stratigraphic units (Paim et al., 2000, 2014).

The magmatism of the CB is characterized by three volcanic cycles that evolved from calc-alkaline high-K and shoshonitic (Hilário volcanism) to sodic alkaline (Acampamento Velho volcanism) and finally to transitional and tholeiitic magmas (Rodeio Velho volcanism). The crustal contribution is represented by peraluminous granitoids (Fig. 1) (Wildner et al., 2002; Sommer et al., 2006; Lima et al., 2007).

The volcanism associated to the Acampamento Velho Formation is characterized predominantly by felsic sodic-alkaline magmatism (Sommer et al., 2013) of Ediacaran age (574 – 549 Ma) (Sommer et al., 1999, 2005, 2006; Chemale, 2000; Janikian et al., 2008; Matté et al., 2016). This magmatism generated significant volcanic deposits (Fig. 1), where the successive pulses were responsible for the formation of volcanic plateaus (Taquarembó Plateau and Ramada Plateau; Sommer et al., 1999). Ignimbrites with different types of deposits were predominantly characterized by rhyolitic explosive eruptions. Rhyolite flows and sin-volcanic intrusives represented effusive eruptions. Basic effusive deposits occur locally, mainly in the final stages of volcanism.

2.3.1 Geology of Taquarembó Plateau

The Taquarembó Plateau (TP) is a geomorphological feature with 32 km (N-S) × 25 km (E-W) and an average thickness of 150 m. The TP is localized close to the Dom Pedrito town in south Brazil (Fig. 1).

The plateau is constituted mainly by volcanic deposits correlated to Hilário and Acampamento Velho Formations (Sommer et al., 1999). Hilário Formation rocks occur at the base of the plateau and are characterized by basic-intermediate lava flows and sin-volcanic intrusives, besides of volcanogenic sedimentary deposits. The

Acampamento Velho Formation deposits are the most abundant and are represented in the basal portions mainly by pyroclastic deposits followed by effusive silicic rocks (AVF; Fig. 2) (Sommer et al., 1999, 2013).

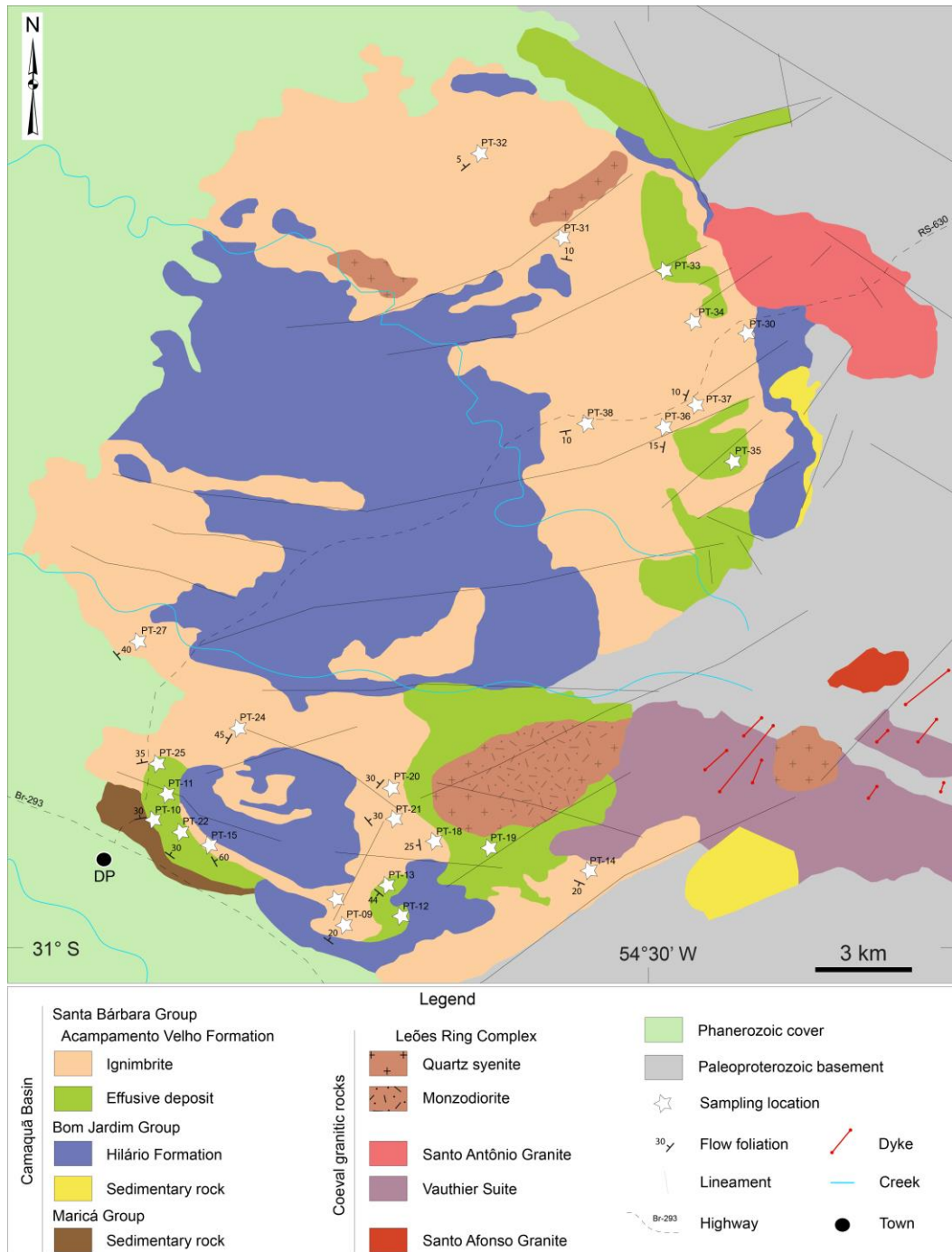


Figure 2. Geological map of the Taquarembó Plateau (modified from Gastal, 1999; Sommer et al., 1999). Flow foliation from sites is on the figure.

Ignimbrites are the predominant pyroclastic deposits. Facies distribution is variable, but lapillistone and lapilli-tuffs are dominant, ranging from stratified and partially welded deposits to massive ignimbrites with a high degree of welding (rheoignimbrites). The main constituents are the juvenile fragments such as crystal

fragments of quartz and K-feldspar, pumices and shards. At the basal portion of the deposits, cognate lithic fragments are more abundant than accidental and accessories fragments originated from the country rocks.

The effusive deposits are characterized predominantly by lava flows and synvolcanic bodies. Rhyolite lava flows facies vary between auto-brecciated, foliated and massive portions (Sommer et al., 1999, 2005, 2006, 2011, 2013; Lima et al., 2007) with aphanitic texture. Synvolcanic bodies are represented mainly by massive porphyritic trachytes and rhyolites characterized by K-feldspar phenocrysts set in an aphanitic matrix.

In the southeastern border of this plateau occurs an intrusive complex (Leões Ring Complex - LRC), with approximately 5 × 4 km (Gastal 1999) characterized by an association of monzodiorites to quartz-monzodiorites in the central part, surrounded by quartz-syenites (Fig. 2) (Sommer et al., 1999; Gastal, 1999). The rocks present an alkaline affinity and age of 572 ± 3 Ma (Gastal and Lafon, 2001). The relationship between these intrusives and the volcanic sequence is still unclear. Previous work based on field and geochemical data (Sommer et al. 1999) suggests the intrusive complex can represent the intrusive portion of a caldera structure, whose collapse may have generated part of the acid volcanism of the TP.

2.4 MATERIAL AND METHODS

2.4.1 Fieldwork

The fieldwork involved detailed geological mapping, and structural measurements performed with a magnetic compass and GPS receptor. The field data was processed and compiled using ArcMap 10.5 (ESRI), while the structural data was analyzed using contour plots processed in Stereonet 10. The fieldwork also included sampling for petrography and magnetic anisotropy (AMS and AARM).

2.4.2 Magnetic mineralogy characterization

In AMS and AARM studies for the determination of flow directions of lavas and pyroclastic deposits, it is essential to identify the mineral phases that contribute to the magnetic susceptibility and the magnetic remanence of the rocks and their anisotropy (e.g., Rochette et al., 1999; Magee et al., 2016; Moncinhatto et al., 2020; Pasqualon et al., 2020). Rock magnetic experiments were performed in samples from

all sampling sites, to improve the interpretation of AMS and AARM data. All magnetic measurements were processed at the Laboratório de Paleomagnetismo of Universidade de São Paulo (USPMag), São Paulo, Brazil.

Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition, hysteresis loops and backfield curves were performed for the characterization of the ferromagnetic phases and their magnetic properties. From these measurements we obtained the saturation magnetization (M_s), saturation remanent magnetization (M_{rs}), coercivity (H_c) and coercivity of remanence (H_{cr}) (e.g., Dunlop and Özdemir, 1997). All sampled sites were measured, processed on the MicroMag 3900 vibrating sample magnetometer (VSM, Princeton Measurement Corporation) with a maximum inducing field of 1 T. In order to characterize the domain structure of ferromagnetic phases and to identify and discriminate the different magnetic mineral assemblages, we used first-order reversal curves (FORCs; Roberts et al., 2000, 2014). This method allows differentiating single domain (SD), multidomain (MD) and pseudo-single domain (PSD) or vortex structures. FORC diagrams were obtained for nine sites on the same VSM, at room temperature after 200 reversal curves, with an averaging time of 200 ms. FORC diagrams were generated using the FORCinel software (Harrison and Feinberg 2008) with a smoothing factor of 5.

The measurements of magnetic susceptibility versus temperature were obtained to determine the Curie or Néel temperatures of magnetic minerals (e.g., Dunlop and Özdemir, 1997). High-temperature curves were performed between 30 and 700 °C. Magnetic susceptibility was measured every 8.6 °C with the Kappabridge KLY-4S susceptometer coupled with a CS3 furnace (Agico Ltd.) for 27 sampling sites. After measurements, the raw data were corrected with the software Cureval8 (Agico Ltd.) for the susceptibility of the empty sample holder. Transition temperatures of magnetic minerals (Curie temperatures, T_c) were obtained by the Petrovský and Kapička (2006) method, based on the beginning of the paramagnetic hyperbola at the TC.

2.4.3 Sampling methods and AMS measurements

The AMS analyses were performed at 32 sites, 22 for ignimbritic deposits and 10 for effusive deposits. For each site, 7–10 oriented cores were collected using a portable gasoline-powered drill with a non-magnetic diamond-tipped drill bit. At the laboratory, the cores were cut into standard specimens, 2.5 cm in diameter and 2.2

cm in height, using a diamond-tipped, non-magnetic saw blade, totalizing 377 standard specimens (250 for ignimbrites and 127 for effusive deposits). All measurements were made at the USPMag, on a Kappabridge MFK1-FA susceptometer (Agico Ltd.) operating at room temperature and at a field of 200 A/m and 976 Hz of frequency, with a sensitivity of about 2×10^{-8} SI. Directional data and scalar parameters were processed using the Anisoft 5 software (Agico Ltd.). The bootstrap statistical analysis tool of Tauxe et al. (1991) and the Jelínek (1978) statistics were used to evaluate the magnetic tensors and interpret the flow patterns of volcanic deposits. The AMS directional data from individual sites were filtered to eliminate sites with high internal dispersion (E_{1-2} , E_{2-3}), removing sites with uncertainty estimates $>26.5^\circ$ following the criterium of Jelínek (1978).

The AMS provides information on the petrofabrics of rocks through the preferred orientation of their magnetic minerals. The technique consists of measuring the magnetic susceptibility for each specimen in different directions, obtaining magnetic susceptibility tensor (Tarling and Hrouda, 1993). The magnitude (eigenvalues) and orientation (eigenvectors) of the maximum (K_1), intermediate (K_2) and minimum (K_3) principal axes of susceptibility ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) are represented by a magnetic anisotropy ellipsoid (Tarling and Hrouda, 1993). The K_1 axis defines the magnetic lineation (L), while the K_3 axis is the pole of the magnetic foliation (F), marked by the plan between K_1 and K_2 . The mean magnetic susceptibility (K_m) is calculated by the arithmetical mean of the three main axes of susceptibility ($K_m = [K_1 + K_2 + K_3]/3$). Jelínek (1981) described the shape parameter of the magnetic susceptibility ellipsoid, expressed by $T = (\ln F - \ln L)/(\ln F + \ln L)$, where $F = K_2/K_3$ (planar anisotropy) and $L = K_1/K_2$ (linear anisotropy). The shape parameter varies from $T = +1$ for a pure oblate ellipsoid to $T = -1$ for a pure prolate ellipsoid; $T = 0$ for a triaxial ellipsoid. The method also allows quantifying the degree of anisotropy, defined by $P = K_1/K_3$.

2.4.4 Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) measurements

The AARM was used to isolate the contribution of remanence-bearing minerals from that of paramagnetic and/or diamagnetic matrix (Jackson 1991). AARM is acquired after simultaneously submitting the sample to an alternating magnetic field (AF) and a small bias field. These steps are performed along different directions

of the sample. Here we used the 12-position scheme, which provided reliable results for ignimbritic rocks in a previous study (Moncinhatto et al., 2020). The AARM tensor is represented similarly to the AMS, being expressed by the magnitude (eigenvalues) and orientation (eigenvectors) of the maximum (M_1), intermediate (M_2) and minimum (M_3) principal axes of anhysteretic remanence ellipsoid (Jackson 1991). The advantage of this method is that it excludes the SD effect of magnetites that generate inverse AMS fabric (Stephenson et al., 1986), improving the interpretation of directional data for volcanic deposits. The AARM acquisitions were performed with an LDA3-AMU1 (Agico Ltd.) to demagnetize/magnetize the samples and with a JR6A magnetometer (Agico Ltd.) for subsequent remanence measurements, applying an AF peak field of 100 mT and a bias field of 0.5 mT for each specimen (6 per site).

2.5 RESULTS

2.5.1 Field observations

Pyroclastic and effusive deposits have been described on the Taquarembó Plateau in previous works with a petrological and volcanological focus (e.g., Sommer et al., 1999, 2011, 2013; Wildner et al., 1999). Here we described five main lithofacies (Table 1). Based on their main textural characteristics, for this study, ignimbrites were grouped into stratified ignimbrites and rheomorphic ignimbrites whose contact between these deposits is marked by an erosive discordance (Sommer et al., 2013) (Fig. 3b).

Table 1. Terminology adopted for ignimbritic deposits of the Acampamento Velho volcanism in the Taquarembó Plateau (modified from Sommer et al., 2013).

Unit	Facies code	Lithofacies description
Rheomorphic	rheoLT	Massive and poorly sorted lapilli-tuff with a strongly flattened and stretched vitriclastic matrix; parataxitic texture
Stratified	LT(nl-ip)	Poorly sorted lapilli-tuff with normal grading of lithic fragments and reverse grading of pumice
	ILT	Lithic-rich lapilli-tuff
	eLT	Lapilli-tuff with eutaxitic texture
	crLT	Crystal-rich lapilli-tuff

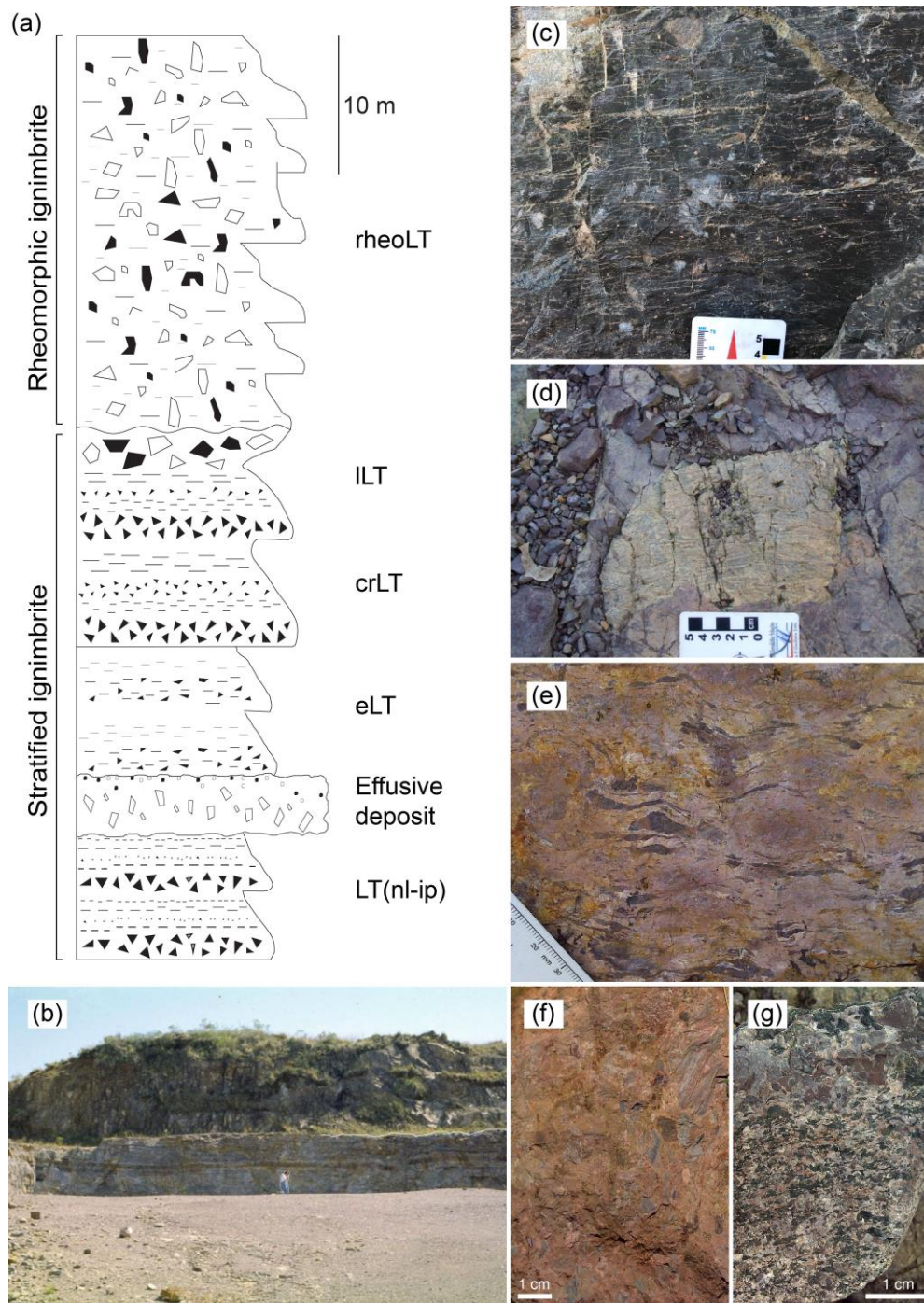


Figure 3. Schematic columnar profile (a) of the ignimbritic deposits of the Taquarembó Plateau with their respective facies code (the description is displayed in Table 1). The contact between rheomorphic and stratified ignimbrites is marked by the white line (b). (c) Parataxitic texture related to the rheomorphic ignimbrites (rheoLT). (d and f) Lappili-tuff rich in lithic fragment (ILT). (e) Eutaxitic texture in welded stratified ignimbrites (eLT). (g) Pumice, crystal and lithic fragments related to stratified deposits (LT-nl-ip).

Stratified ignimbrites are deposits of tabular geometry arranged in subhorizontal layers (Fig. 3b), poorly sorted, generally presenting normal grading pattern of lithic fragments (ranging from 1 to 6 cm of rhyolitic and andesitic

composition) and an increase of pumice fragments to the top (reverse grading). Stratified ignimbrites facies vary from lapilli-tuffs rich in lithic fragments and crystals (Fig. 3f) to lapilli-tuffs with eutaxitic texture (Fig. 3e) present in practically the whole layer, tending to parataxitic at the top of each deposit. Some facies present levels rich in blocks and bombs size fragments (Fig. 3d), occurring mainly at the top. Fractures and cavities filled with quartz were also observed in several portions, indicating an increase in volatile content with probable gas escape.

Rheomorphic ignimbrites occur in the upper portion of the ignimbrites sequence (Fig. 3a). They show little variation throughout the deposits compared to the stratified ignimbrites, being predominantly homogeneous with porphyritic aspect and associated rheomorphism (Fig. 3c). Rheomorphic ignimbrites display strong flattening of glass shards and pumices, characterized by parataxitic texture, indicating a high degree of welding (Sommer et al., 2013). In general, it is a poorly sorted rock with a higher occurrence of lithic fragments at the base and crystals fragments dispersed in an ash-sized matrix at the top.

The effusive deposits are locally distributed in the TP, mainly as lava flows and also as structures that resemble domes. Dikes and sills occur too (Fig. 2). Some outcrops showed trachytic lava flows interbedded with pyroclastic deposits (Fig. 3a). Effusive deposits are represented by trachytes and rhyolites with porphyritic texture, characterized by euhedral quartz and K-feldspar phenocrystals (<10%) dispersed in an aphanitic matrix. There was an increase in the number of vesicles filled with carbonate and silica towards the top of the deposits, indicating that the deposits interspersed with the ignimbrites are lava flows.

In order to assist AMS analysis, structural data were collected for most AMS sampling sites (Fig. 2). The rheomorphic ignimbrites are marked by flow foliations with a higher dip (>20°) compared to stratified ignimbrites (<20°) and similarly to the effusive deposits. Imbricated logs such as the orientation of flattened pumices are the main features of flow foliation, evidenced by the strong eutaxitic texture, tending to parataxitic in deposits with a high degree of welding.

2.5.2 Magnetic mineralogy

The analysis of IRM acquisition curves, hysteresis loops (Table 2) and FORC diagrams demonstrated four distinct behaviours for the studied samples (Fig. 4). The first behaviour is marked by the non-saturation of IRM curves up to 1 T, showing

inflections at fields around 100 mT and 500 mT (Fig. 4a). Hysteresis loops exhibit coercivities < 100 mT (Fig. 4b) and a wasp-waisted shape (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996) indicating ferromagnetic phases of different coercivities. FORC diagrams are typical of SD grains (Fig. 4c), which are characterized by closed concentric contours around the central peak at 30 mT and a sharp horizontal ridge at $B_u = 0$ (e.g., Roberts et al., 2014, 2018). This behaviour is observed on sites PT-02, PT-12 (effusive rocks), PT-03, PT-06, PT-07, PT-08 and PT-36 (pyroclastic rocks). The second behaviour is characterized by IRM acquisition curves that still not saturated at the maximum applied field of 1 T (Fig. 4d), suggesting the dominance of high-coercivity minerals (e.g., hematite). However, the hysteresis loops show strong coercivities and are goose-necked (Fig. 4e) suggesting the coexistence of low-coercivity (e.g., magnetite) phases with higher amounts of high-coercivity (e.g. hematite) phases (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996). FORC diagrams (Fig. 4f) are typical of MD grains. This second behaviour is identified on sites PT-01, PT-05, PT-09, PT-15, PT-18, PT-21, PT-30 (pyroclastic rocks), PT-10, PT-13, PT-19 and PT-33 (effusive rocks). The third behaviour shows IRM acquisition curves fully saturated at 1 T (Fig. 4g). The acquisition curves of these samples typically exhibit a rapid increase and reach $>90\%$ saturation below 200 mT (Fig. 4g), implying a high concentration of low-coercivity magnetic carriers in these specimens. Hysteresis loops are narrow-waisted (Fig. 4h), corroborating the dominance of low-coercivity phases. FORC diagrams (Fig. 4i) exhibit closed contours centred around $B_c = 25$ mT. Also, there is a broad vertical distribution of B_u along the $B_c = 0$ line, mostly within the range of around 40 mT. These features are typical of magnetite with magnetic vortex state or mixtures of SD and MD magnetite grains (Roberts et al., 2018). This behaviour comprises PT-04, PT-20, PT-24, PT-37 (pyroclastic rocks) and PT-35 (effusive rocks). The fourth behaviour does not saturate at 1 T, but shows a very narrow waist in the hysteresis loops which have a wasp-waisted shape. The FORC diagram (Fig. 4f) indicates MD grains. This pattern is observed on PT-14, PT-27, PT-31, PT-32, PT-34, PT-38 (pyroclastic rocks), PT-11, PT-22 and PT-25 (effusive rocks).

Table 2

Measured hysteresis parameters for studied sites. M_s = saturation magnetization; M_{rs} = saturation remanent magnetization; H_c = coercivity; H_{cr} = remanent coercivity. Not read hysteresis parameters as (-).

Lithology	Site	UTM coord.		M_s (Am ² /kg)	M_{rs} (Am ² /kg)	H_c (mT)	H_{cr} (mT)	H_{cr}/H_c	M_{rs}/M_s
		mE	mN						
Ignimbrites	PT-01	759483	6569331	1.77E-02	4.93E-03	4.77E-02	7.74E-02	8.36E+00	2.79E-01
	PT-03	729750	6569228	1.15E-02	5.71E-03	1.20E-01	3.47E-01	2.90E+00	4.95E-01
	PT-04	729813	6569351	3.27E-02	8.71E-03	1.75E-02	4.65E-02	2.65E+00	2.67E-01
	PT-05	729826	6569357	8.56E-03	4.85E-03	1.80E-01	3.93E-01	2.18E+00	5.66E-01
	PT-06	729506	6569415	8.13E-03	4.95E-03	2.55E-01	5.11E-01	2.01E+00	6.08E-01
	PT-07	729503	6569517	7.51E-03	5.35E-03	3.78E-01	5.11E-01	1.35E+00	7.12E-01
	PT-08	729586	6569463	1.18E-02	2.95E-03	1.66E-02	4.37E-01	2.62E+01	2.49E-01
	PT-09	729810	6568732	9.11E-03	6.46E-03	2.73E-01	4.06E-01	1.49E+00	7.10E-01
	PT-14	737063	6570415	5.44E-06	8.68E-07	1.81E-01	-	-	1.59E-01
	PT-15	725463	6571988	1.67E-06	8.98E-07	1.74E-01	-	-	5.38E-01
	PT-18	732484	6571513	1.72E-06	5.14E-07	4.49E-02	-	-	2.99E-01
	PT-20	731236	6573132	6.95E-05	1.04E-05	1.56E-02	-	-	1.49E-01
	PT-21	731331	6572311	1.73E-06	4.99E-07	4.10E-02	-	-	2.88E-01
	PT-24	726848	6575495	5.96E-07	2.57E-07	6.42E-02	-	-	4.32E-01
	PT-27	723960	6578532	4.06E-06	6.95E-07	1.86E-02	-	-	1.71E-01
	PT-30	742131	6588694	3.94E-07	1.91E-07	1.56E-01	-	-	4.86E-01
	PT-31	736729	6592109	3.27E-05	4.19E-06	1.22E-02	-	-	1.28E-01
	PT-32	734373	6595060	3.68E-05	6.69E-06	1.72E-02	-	-	1.82E-01
	PT-34	740567	6589117	7.37E-06	9.77E-07	1.27E-02	-	-	1.33E-01
	PT-36	739603	6585486	1.77E-06	5.94E-07	6.21E-02	-	-	3.35E-01
PT-37	740545	6586260	1.85E-06	6.32E-07	6.52E-02	-	-	3.41E-01	
PT-38	737321	6585654	1.84E-06	2.00E-07	1.25E-02	-	-	1.09E-01	
Lavás	PT-02	759530	6569327	2.92E-02	9.71E-03	4.53E-02	2.03E-01	4.47E+00	3.33E-01
	PT-10	724212	6572560	6.19E-03	2.81E-03	1.12E-01	3.23E-01	2.89E+00	4.54E-01
	PT-11	724541	6573017	4.44E-01	1.39E-01	4.04E-02	8.91E-02	2.21E+00	3.13E-01
	PT-12	731426	6568949	6.38E-06	2.10E-06	6.54E-02	-	-	3.30E-01
	PT-13	730962	6570110	7.32E-07	5.32E-07	4.22E-01	-	-	7.27E-01
	PT-19	734116	6571218	2.91E-06	1.21E-06	7.95E-02	-	-	4.17E-01
	PT-22	724926	6572450	8.69E-05	1.21E-05	1.92E-02	-	-	1.39E-01
	PT-25	724457	6574354	1.92E-05	3.79E-06	2.06E-02	-	-	1.98E-01
	PT-33	739670	6590862	1.46E-06	7.78E-07	1.71E-01	-	-	5.32E-01
	PT-35	741569	6584241	4.73E-05	8.50E-06	1.89E-02	-	-	1.80E-01

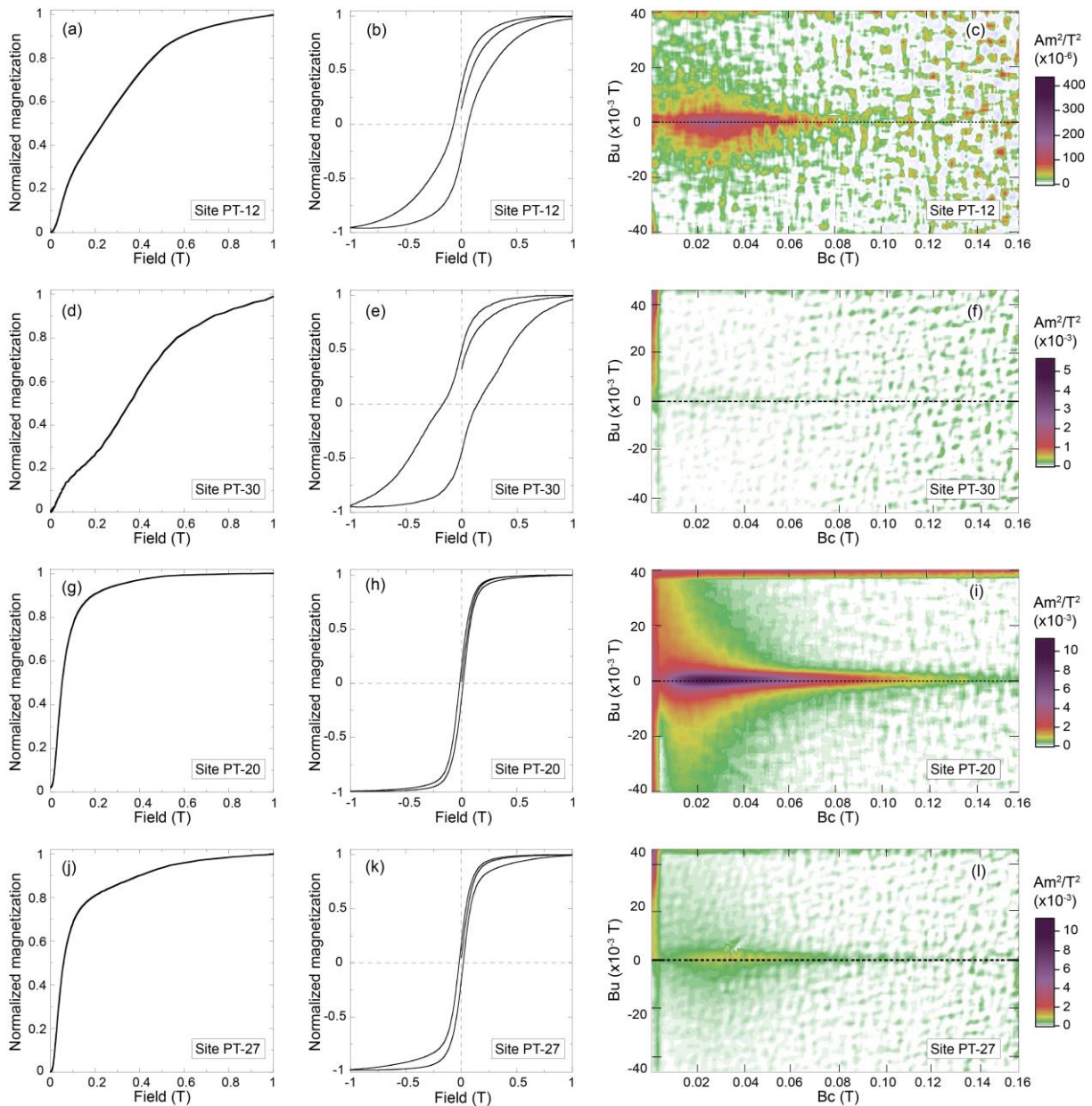


Figure 4. IRM acquisition curves (a, d, g and j), hysteresis loops (b, e, h and k) and FORC diagrams (c, f, i and l) for the studied volcanic rocks of Taquarembó Plateau (sites PT-12, PT-20, PT-27 and PT-30).

The Curie temperature (T_c) of samples provides important evidence for identifying the magnetic mineralogy (Dunlop and Özdemir, 1997). Representative thermomagnetic curves of ignimbrite and effusive deposits (Fig. 5) show two significant drops in susceptibility at Curie temperatures near 580 °C (magnetite) and 675 °C (hematite). These results corroborate the IRM and hysteresis curves that show a mixture of magnetic minerals for most sampled sites. Except for the site PT-20, which shows reversible behaviour, all rocks suffer considerable mineralogical

transformation during heating. The heating curves of the Fig. 5a and 5b show a steep fall at a temperature of approximately 580 °C, suggesting that Ti-poor magnetite and/or magnetite is the main ferromagnetic carrier. Besides, hematite/titanohematite is present in this sample and can be identified because the magnetic susceptibility only dies out completely after 580 °C. A sharp Hopkinson peak was observed in Fig. 5b, generating a good estimative for T_c (Petrovský and Kapička, 2006). Samples from ignimbrites show reversible curves during heating–cooling cycles (Fig. 5c) and magnetic susceptibility with a high-temperature transition at 580–590 °C, suggesting the presence of magnetite or titanomagnetite with low Ti content. A significant decrease in susceptibility between 300 and 350 °C was found in sample PT-27 (Fig. 5d), possibly corresponding to T_c of maghemite (e.g., Deng et al., 2001; Dedzo et al., 2011). Subsequently, there is a substantial decrease in magnetic susceptibility within the interval of 575–585 °C, demonstrating the presence of magnetite.

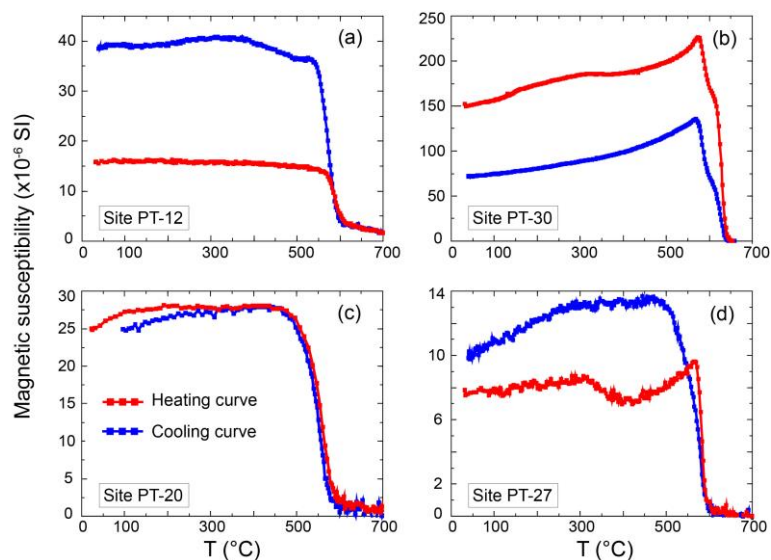


Figure 5. Representative thermomagnetic curves of the magnetic mineralogy of volcanic deposits from Taquarembó Plateau. Heating curve (red) and cooling curve (blue) were obtained between room temperature and 700°C.

2.5.3 AMS data

2.5.3.1 Scalar results

The mean values of the degree of anisotropy (P), shape parameter (T), magnetic susceptibility (K_m), lineation (L) and foliation (F) for each paleomagnetic site are presented in Table 3. Pyroclastic deposits were separated into rheomorphic and stratified ignimbrites due to the difference shown in the $P \times K_m$ graph (Fig. 6a).

Magnetic susceptibility values range from 0.04 to 6.30×10^{-3} SI for stratified ignimbrites, 0.05 to 3.91×10^{-3} SI for rheomorphic ignimbrites and 0.06 to 9.71×10^{-3} SI for effusive deposits. Effusive deposits and stratified ignimbrites present higher susceptibility ($>0.5 \times 10^{-3}$ SI) compared to rheomorphic ignimbrites ($<0.5 \times 10^{-3}$ SI). The difference in susceptibility can be explained due to the variation in the amount and types of magnetic mineral content (Moncinhatto et al., 2020), where susceptibility values $> 0.5 \times 10^{-3}$ SI can be related to a predominant ferromagnetic behaviour of the studied deposits (e.g., Tarling and Hrouda, 1993).

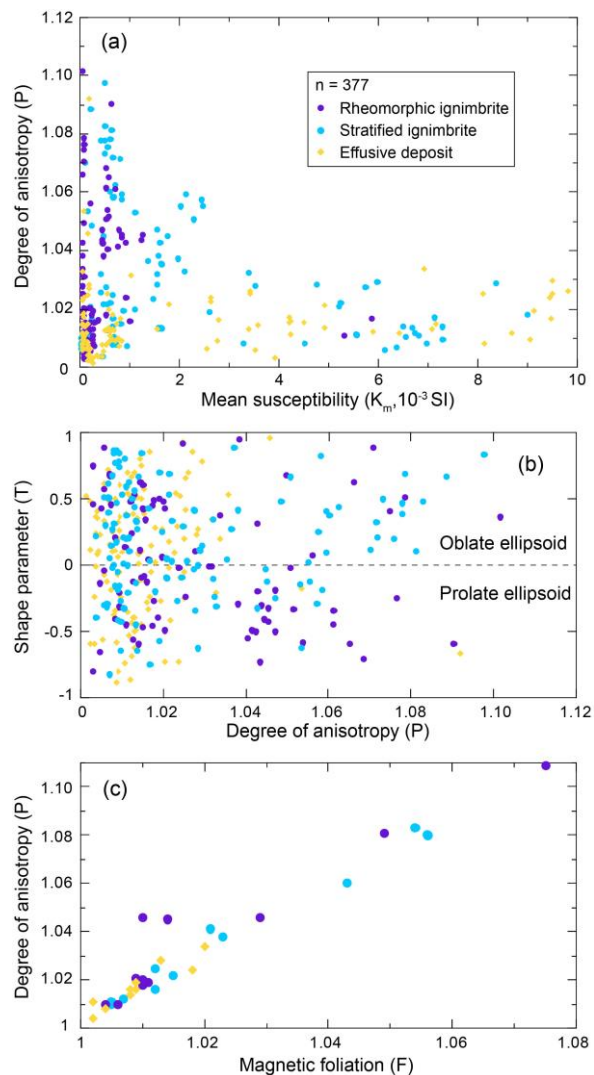


Figure 6. Scalar results of AMS analyses: (a) degree of anisotropy (P) versus mean magnetic susceptibility (K_m) for all specimens; (b) shape parameter (T) versus degree of anisotropy (P) plot for all specimens; (c) degree of anisotropy (P) versus magnetic foliation (F) for mean value of each site displayed in Table 3.

The degree of anisotropy for each site varies from 1 to 11% (average of 3.75%) for ignimbrites and 0.4 to 3.5% (average of 1.68%) for effusive deposits.

These values are considered typical for pyroclastic flow deposits and trachytic-rhyolitic lava flows (e.g. Tarling and Hrouda, 1993; Giordano et al., 2008; Agrò et al., 2015). No correlation can be inferred between magnetic susceptibility and the anisotropy percentage (Fig. 6a), nonetheless samples with higher P show low Km values for both deposits.

Regarding the shape of the anisotropy ellipsoid, there is a greater tendency for planar anisotropy (vary from 0.5 to 7.5%) than linear (vary from 0.3 to 3.6%) for ignimbritic deposits, whereas effusive deposits present similar L and F values (L = 0.1 – 1.4%; F = 0.2 – 2%). From the 377 samples, 220 present an oblate shape (87 with $T > 0.5$) and 157 a prolate shape (41 with $T < -0.5$) as shown in Fig. 6b. There is a direct correlation between the increase in the degree of anisotropy and the magnetic foliation (Fig. 6c). Corroborating with this, the sites that presented higher P and F are also those that exhibited higher values of T (oblate ellipsoid), indicating a dominant planar magnetic fabric.

2.5.3.2 Directional data

The mean AMS eigenvectors and the 95% confidence ellipses (E_{1-2} and E_{1-3}) for each site are presented in Table 3. The AMS directional data (Fig. 7) were interpreted based on the distribution of the magnetic axes (K_1 , K_2 and K_3) at the equal-area stereographic projection and their confidence zones (Jelínek 1978), allowing the classification of the magnetic fabrics for the studied volcanic deposits. Sites PT-13 and PT-30 were filtered from the directional interpretation due to their high internal dispersion (E_{1-2} , $E_{2-3} > 26.5^\circ$). In the pyroclastic deposits, three magnetic fabrics were defined for both ignimbrites facies according to the eigenvectors orientations. These fabrics types are known as normal, intermediate and inverse, whose classifications are widely discussed in several papers (e.g., Le Pennec et al., 1998; Rochette et al., 1999; Giordano et al., 2008; Pueyo Anchuela et al., 2014; Agrò et al., 2015).

In this work, we group the three types of AMS fabric for ignimbrites proposed by Agrò et al. (2015) as a sub-division of the normal fabric, which are: (i) parallel, when the magnetic foliation ($K_1 - K_2$ plane) is gently imbricated and K_1 is close to the foliation plunge (Fig. 8a and 8b). This fabric is observed in 4 sites (Figs. 7 and 10b; PT-05, 15, 31 and 34). (ii) Transverse, when the K_1 is orthogonal to the foliation plunge (Fig. 8c and d), identified on 6 sites (Figs. 7 and 10b; PT-01, 09, 14, 21, 27

and 32). (iii) Oblique, when the K_1 is oblique (between 35° and 55°) with the foliation plunge (Fig. 8e and 8f). This behaviour is observed in 2 sites (Fig. 7; PT-18 and 38). In all fabric types, the K_3 is nearly vertical, being the most reliable axes to infer flow direction, based on the imbricated pattern of magnetic foliations (Dedzo et al., 2011).

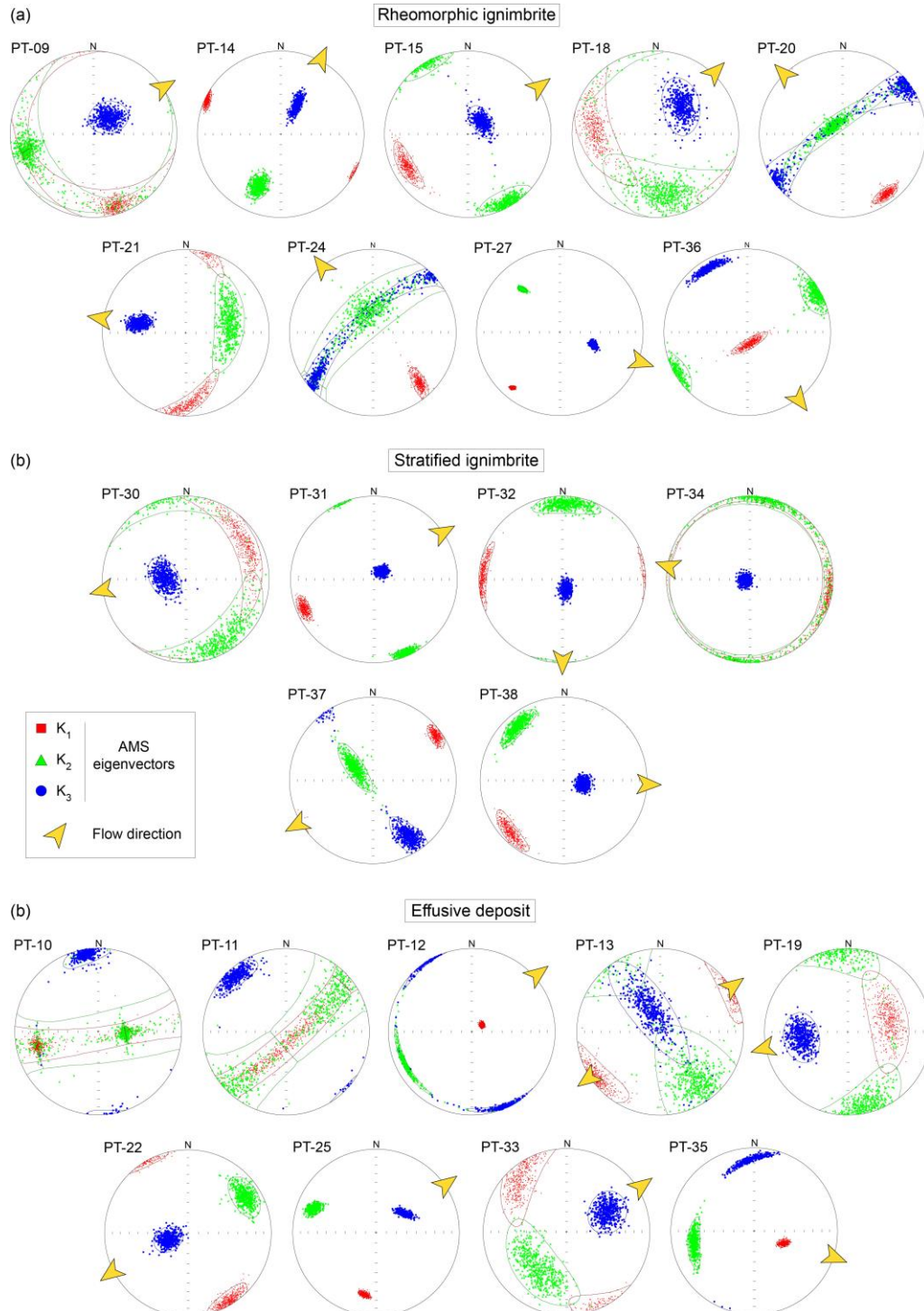


Figure 7. Equal-area stereographic projection and their confidence zones of AMS data from rheomorphic and stratified ignimbrites and effusive deposits. The inferred flow direction based on imbrication of magnetic foliation is represented by the yellow arrow. Other AMS points collected are shown in Fig. 10b. Site locations are shown in Fig. 2.

Table 3

AMS results for the studied sites. n = number of specimens measured; K_m = mean magnetic susceptibility; L = magnetic lineation; F = magnetic foliation; P = degree of anisotropy; T = shape parameter; D = declination; I = inclination; E_{1-2} and E_{1-3} = semi-angles of the 95 per cent confidence ellipses around the susceptibility axes.

Lithology	Site	n	Scalar results					Directional results			
			K_m (10^{-3} SI)	L	F	P	T	K_1 (D/I)	K_3 (D/I)	E_{1-2}	E_{1-3}
Igneimbrites	PT-01	13	0.732	1.027	1.054	1.083	0.252	347/15	221/65	011/05	024/05
	PT-03	13	1.35	1.020	1.021	1.041	-0.011	075/76	220/11	022/13	020/05
	PT-04	12	1.35	1.015	1.023	1.038	-0.002	326/50	063/06	022/18	045/20
	PT-05	7	0.08	1.016	1.029	1.046	0.484	013/58	211/31	020/12	031/15
	PT-06	8	0.149	1.023	1.056	1.080	0.174	301/38	199/15	031/29	067/07
	PT-07	7	0.05	1.032	1.075	1.109	0.436	357/05	094/53	035/06	035/07
	PT-08	9	0.597	1.016	1.043	1.060	0.461	331/80	065/01	027/03	006/04
	PT-09	7	0.07	1.031	1.049	1.081	0.395	164/12	042/68	020/14	021/12
	PT-14	13	0.648	1.010	1.010	1.020	0.028	295/02	029/57	012/07	022/07
	PT-15	13	0.11	1.011	1.009	1.021	-0.178	242/18	049/72	025/10	019/13
	PT-18	10	0.194	1.008	1.010	1.018	0.310	274/26	043/52	036/03	027/04
	PT-20	8	3.91	1.036	1.010	1.046	-0.444	103/12	289/78	014/04	024/12
	PT-21	9	0.239	1.004	1.006	1.010	0.246	180/12	282/42	048/23	049/07
	PT-24	11	0.08	1.005	1.004	1.010	-0.113	132/21	332/67	018/10	021/10
	PT-27	15	0.755	1.031	1.014	1.045	-0.346	220/13	111/54	005/03	008/05
	PT-30	26	0.04	1.006	1.005	1.011	0.074	104/34	300/55	040/32	039/32
	PT-31	15	6.9	1.005	1.007	1.012	0.237	247/10	045/79	014/11	012/09
	PT-32	9	5.06	1.013	1.012	1.025	-0.012	273/04	161/80	030/07	014/07
	PT-34	14	0.923	1.003	1.012	1.016	0.405	101/04	262/85	046/07	010/09
	PT-36	8	0.406	1.008	1.011	1.019	0.282	168/79	330/11	020/05	018/05
PT-37	13	0.208	1.005	1.005	1.010	0.070	055/08	148/20	013/04	026/10	
PT-38	10	0.563	1.007	1.015	1.022	0.417	224/06	121/65	024/10	014/08	
Lavas	PT-02	15	0.69	1.006	1.008	1.014	0.126	254/52	017/23	023/11	058/12
	PT-10	12	0.17	1.014	1.020	1.034	0.305	238/31	332/06	051/37	052/17
	PT-11	7	9.71	1.004	1.004	1.008	-0.082	185/65	315/16	031/15	027/16
	PT-12	17	0.486	1.009	1.002	1.011	-0.460	052/78	151/02	006/04	015/04
	PT-13	13	0.06	1.015	1.013	1.028	0.058	243/04	334/65	038/18	057/31
	PT-19	14	0.261	1.001	1.002	1.004	0.182	074/47	262/42	040/22	032/06
	PT-22	13	9.63	1.006	1.018	1.024	0.543	149/05	252/70	024/14	022/13
	PT-25	13	3.29	1.010	1.009	1.019	-0.071	190/25	056/56	009/04	014/05
	PT-33	9	0.08	1.007	1.009	1.016	0.181	322/13	065/44	046/15	026/20
	PT-35	14	8.69	1.008	1.008	1.016	0.051	112/59	356/15	011/04	029/05

The interchange of K_1 and K_3 axes characterizes the inverse fabric type (e.g. Rochette et al., 1999; Agrò et al., 2015; Moncinhatto et al., 2020). This inverse pattern is attributed to small SD grains of magnetite that have K_1 perpendicular to the long axis of the crystal, generating an exchange of K_1 and K_3 AMS axes (Potter and Stephenson 1988). This fabric is observed in 6 sites (Figs. 7 and 10b; PT-03, 04, 06, 07, 08 and 36). Intermediate AMS fabric occurs when the K_2 axis is sub-vertical. This behaviour is observed in 3 sites (Fig. 7; PT-20, 24 and 37).

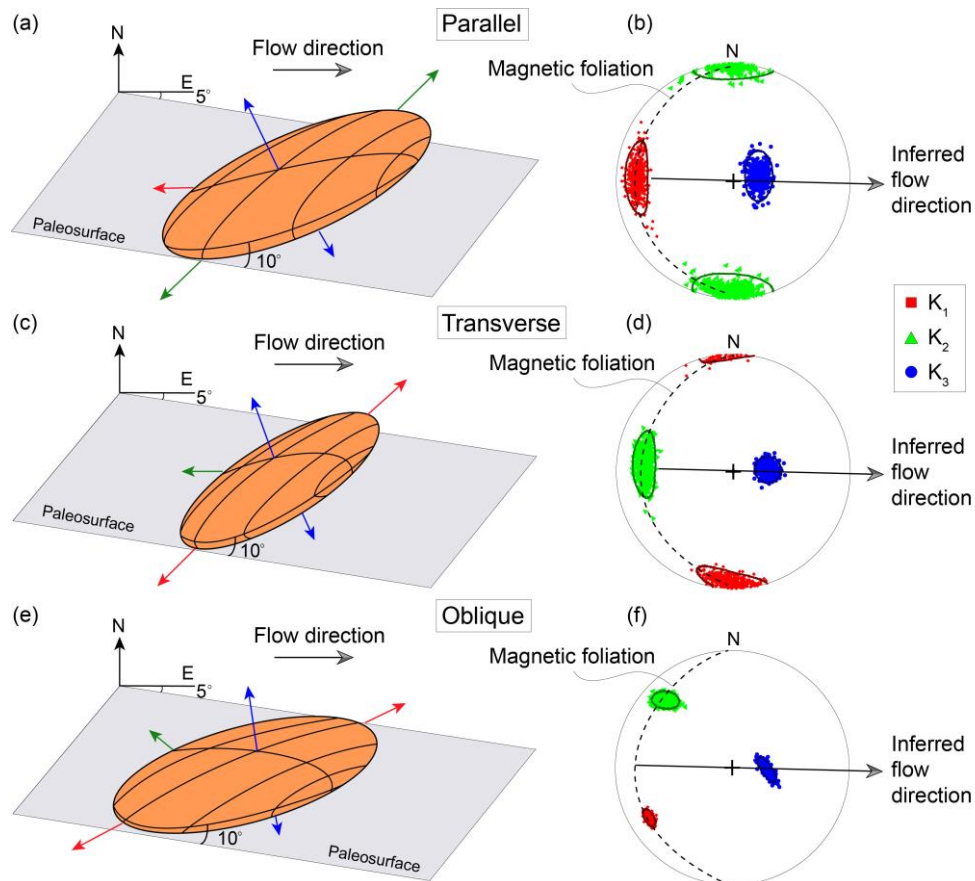


Figure 8. Conceptual model and the related stereograms of AMS axes for imbrication of magnetic foliation found in ignimbrites, defined as parallel when K_1 is parallel to the flow direction (a-b), transverse when K_1 is orthogonal to the flow direction (c-d) and oblique when K_1 is oblique (between 35° and 55°) to the flow direction (e-f) (based on Giordano et al., 2008; Agrò et al., 2015).

Directional data for effusive deposits show quite similar behaviour of magnetic axes with the ignimbrites. Normal fabric is identified in 6 sites (Fig. 7; PT-10, 11, 19, 22, 25 and 33) and inverse in 3 sites (Figs. 7 and 10b; PT-02, 12 and 35) for lavas, based on the classification proposed by Rochette et al. (1992). The inverse fabric of effusive deposits is similar to the ignimbrites. However, the plan between K_2 and K_3 is much more evident in the AMS stereograms of lavas.

2.5.4 AARM x AMS data

The AARM data were used to prove the inverse and intermediate fabrics for the studied volcanic rocks. Inverse fabric occurs at sites that showed magnetites with FORC diagrams typical of SD grains (e.g., Fig. 4c), while the intermediate at sites with FORC diagrams presenting vortex structure or mixtures of SD and MD magnetite grains (Fig. 4i). The interpretation of the AARM and AMS tensors (Fig. 9) for the same samples allows identifying an interchange between the K_2 and K_3 axes for the intermediate fabric (Fig. 9a and 9c) and between K_1 and K_3 in inverse fabric (Fig. 9b and 9d). Besides, AMS data that show an intermediate fabric also present the K_2 sub-vertical and a well-defined $K_2 - K_3$ plane (Fig. 9a). For the inverse fabric, the K_1 axis is sub-vertical in the AMS stereogram (Fig. 9b) being thus normal to the bedding plane observed in the field.

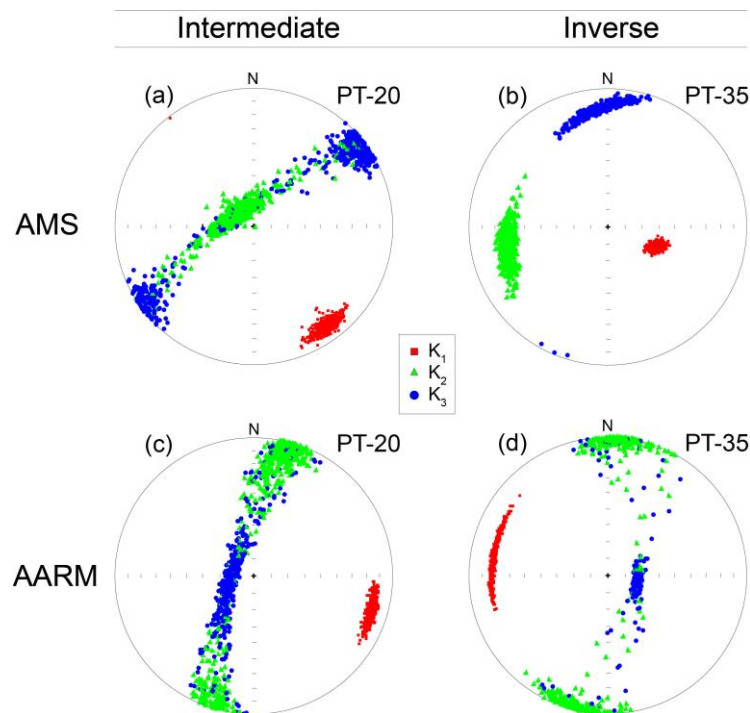


Figure 9. Examples of intermediate and inverse magnetic fabric determined from AMS and AARM stereograms for the same sites.

2.6 DISCUSSION

2.6.1 Relationship between magnetic mineralogy and fabric patterns

A detailed study of the magnetic mineralogy and a good geological field control are essential when using the AMS data for the interpretation of flow directions

of volcanic deposits (e.g., Stephenson et al., 1986; Borradaile, 1987; Potter and Stephenson, 1988; Cañón-Tapia, 2004; Chadima et al., 2009; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014; Magee et al., 2016; Wiegand et al., 2017; Moncinhatto et al., 2020; Pasqualon et al., 2020). Standard rock magnetic analyses indicate magnetite or Ti-poor magnetite as the main magnetic carrier for ignimbrites and effusive deposits in the TP. AMS sites that present MD grains exhibit a normal magnetic fabric (Fig. 8), where the flow direction is defined by the imbrication of the magnetic foliation (Giordano et al., 2008) due to the primary alignment of these minerals through the movement of the volcanic material over the palaeotopographical surface (e.g., Agrò et al., 2015).

The sites with the presence of SD magnetite grains must be interpreted carefully (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Dunlop and Ozdemir, 1997; Rochette et al., 1999; Moncinhatto et al., 2020; Pasqualon et al., 2020), since this effect generates an inverse behaviour between the magnetic and the elongation axes of magnetite, presenting K1 perpendicular to the long axis of the grains while K3 is parallel to it (Stephenson et al., 1986). AMS sites that exhibited this behaviour were grouped in the inverse fabric type, being proved by the comparison between the magnetic tensors of AMS and AARM (Fig. 9b and 9d), which is not affected by the SD effect (Jackson 1991). On the other hand, intermediate AMS fabrics (Fig. 9a and 9c) may arise when different mixtures of SD-MD magnetite grains occur in the same rock (Ferré, 2002; Ferré et al., 2002; Moncinhatto et al., 2020).

The flow directions obtained through the interpretations of the magnetic data are defined by two controls on the AMS of the units studied. The macroscopic control defined by the effective orientation of the main magnetic carrier that is associated with flow regimes and particle alignment (Tauxe et al., 2018) and the microscopic control directly related with the magnetic mineralogy, linked to the composition and domain structure of the particles, as previously discussed. In the stratified ignimbrites, the AMS is likely controlled by the distribution of magnetic minerals in the rock fabric, which are primarily oriented during the flow, as evidenced by the alignment and imbrication of crystals, pumices, lithic fragments and glass shards. For these deposits, the geological feature that represents the flow directions may be different for each facies due to the variations in concentrations and types of constituents. In the rheomorphic ignimbrites, the orientation of flattened pumices, marked by the eutaxitic and parataxitic texture, are the main structures that define the flow direction inferred from AMS data.

2.6.2 General implications: Emplacement model for volcanic deposits in TP

The correlation between AMS data and the analysis of ignimbritic facies allowed us to obtain relevant information about the mechanism of emplacement of pyroclastic-flow deposits in TP during the Acampamento Velho volcanism. The stratified ignimbrites showed subhorizontal magnetic foliation planes, without a significant variation in dip across the different facies (e.g., variation in the content of lithic fragments and pumices). On the other hand, rheomorphic ignimbrites are characterized by a subhorizontal (Fig. 10, e.g., PT-09, 14, 15, 20, 24, 27 and 36) to mildly inclined (Fig. 10, e.g., PT-18 and 21) imbrication foliation. The predominance of subhorizontal magnetic foliation planes can be explained due to the flattening induced by strong agglutination of vitreous fragments formed by the high degree of welding of deposits (pure shear), while the mildly inclined imbrication results from a simple shear deformation produced by continued rheomorphism which increases the particle dip (Branney and Kokelaar, 1992; Kobberger and Schmincke, 1999; Sommer et al., 2013; Pueyo Anchuela et al., 2014). The high proportion of oblate ellipsoids (Table 3, $T > 0$; e.g., sites PT-05, 07, 09, 14, 18, 21 and 36) corroborates this fact, except for a few sites (PT-15, 20, 24 and 27) that may be associated with variations in the magnetic mineralogy or flow regime. These sites that showed a linear fabric also presented field flow foliations with dip $> 30^\circ$ (Fig. 10, e.g., PT-15, 24 and 27), suggesting the magnetic anisotropy in these points is not a reliable indicator of the flow structures. Works performed on welded ignimbrites attributed similarly steep inclinations of field features, such as flow foliations marked by the orientation of flattened pumices, to rheomorphism (Wang et al., 2001).

A model for the depositional system of pyroclastic flow deposits in the TP was previously discussed, based on petrogenetic and physical parameters (Sommer et al., 2011). Progressive aggradational model (Branney and Kokelaar, 1992) was adopted to explain the vertical variations in grain size, type of constituents and welding degree of deposits. The transition from stratified ignimbrites to rheomorphic suggests the persistence of high temperatures throughout the flow and the concentration of fragments with lower viscosity at the top, whose stratification can be explained by the variation in eruptive dynamics and short pauses of the volcanic activity (Sommer et al., 2013). This concurs with the fact that these deposits present some variations in flow directions along the vertical succession for the same spatial

location (Fig. 10b). However, this transition from stratified to rheomorphic ignimbrites is marked by an erosive discordance (Fig. 3a and b), indicating a gap between the deposition of each flow. Therefore, the homogeneous aspect characteristic of this facies and the lack of evidence for significant interruptions in the cooling history of rheomorphic ignimbrites, suggest these deposits behaved as a single cooling unit, where the flow unit was deposited rapidly one after the other. It is worth mentioning that the higher degree of welding combined with partial rheomorphism indicates little loss of heating during the origin and emplacement of these flows, which is common in low-eruptive columns (e.g., Kobberger and Schmincke, 1999; Sommer et al., 2013; Costa et al., 2016; Trolese et al., 2019).

Effusive deposits present a more complex arrangement in the evolutionary context of TP. In addition to lava flows, these deposits sometimes occur as synvolcanic bodies, whose AMS data shows a sub-vertical magnetic foliation (Fig. 10, e.g., sites PT-10 and 11) and vertical field structures indicating bodies similar to cryptodomes, present in the southwestern portion of the plateau. These deposits are trachytic-rhyolitic lava flows mainly controlled by faults. There, the AMS data show a subhorizontal foliation (Fig. 10, e.g., PT-33 and 35) indicating a preferred flow direction. Based on field and geochemical data, Sommer et al. (1999) proposed the LRC may have been responsible for the formation of part of the ignimbritic deposits in TP, through a ring type conduit whose fissures are represented by the border of the complex. Geochronological and geochemical data corroborated this model, showing a cogeneticity of the AVF rocks with the LRC intrusives (Gastal, 1999; Gastal and Lafon, 2001), which were suggested as a possible source for part of the acid volcanism.

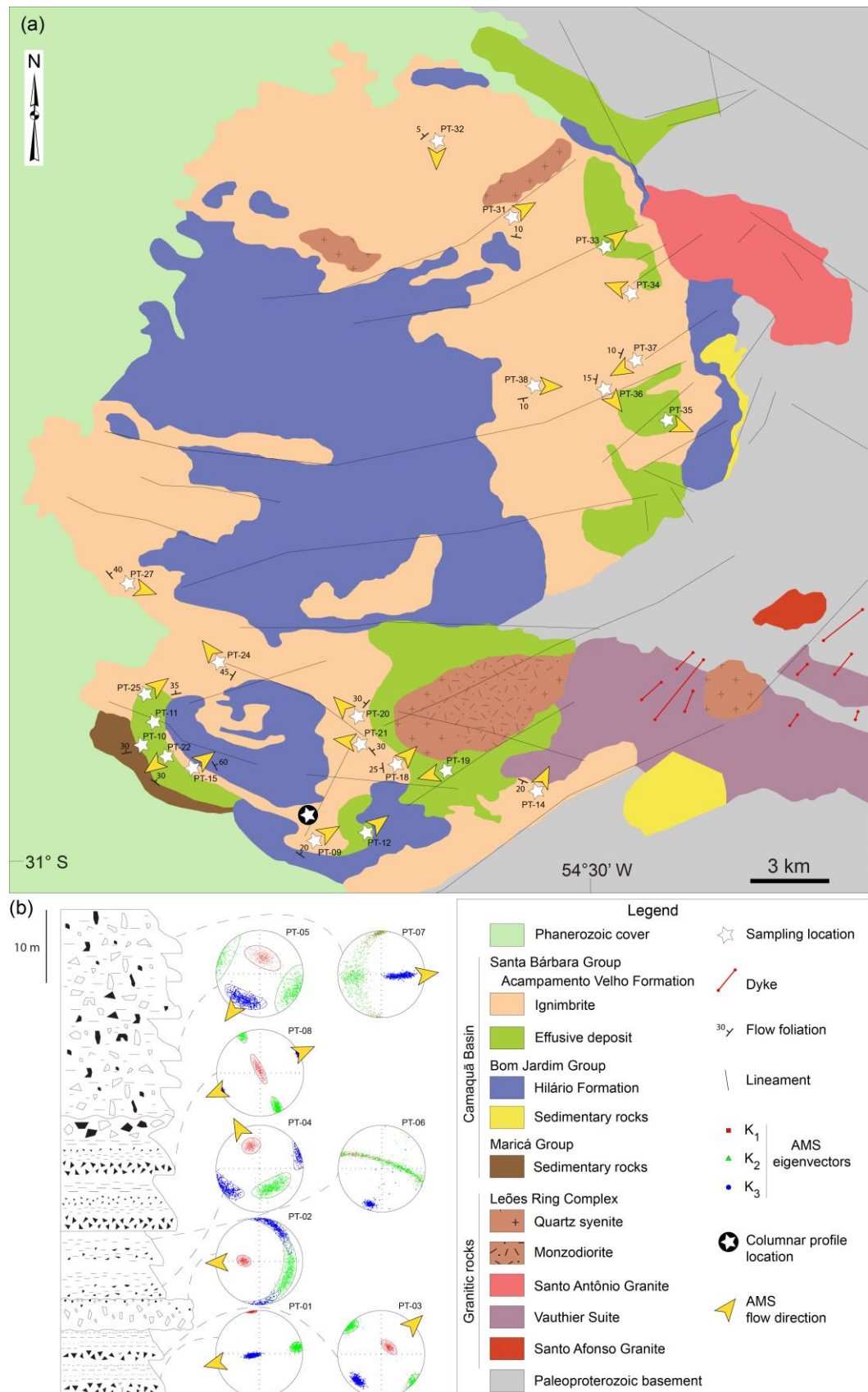


Figure 10. Map of directional model obtained for ignimbrites and effusive deposits of Acampamento Velho volcanism in Taquarembó Plateau area (a) and the variations in the flow directions along the vertical succession represented in the columnar profile with their respective AMS stereograms (b).

2.6.3 Analysis of flow directions and source identification

The directional data obtained through the AMS indicate different flow directions for the ignimbritic deposits. A more careful analysis of the spatial location, the directions of movement and the kinematic indicators present in some outcrops allows the identification of regional flow patterns in the studied units. Flow patterns include concentric (Fig. 10, e.g., sites PT-09, 14, 15, 18 and 27) and radial (Fig. 10, e.g., sites PT-01, 20, 21 and 24) flows towards the LRC borders in the southern portion of the plateau. The radial pattern occurs probably due to the effect of a ring fissure system associated to the LRC, while the concentric pattern could be related to circular fractures around the complex, which can form ridges perpendicular to the main flow direction. This would be similar to the scheme proposed by Sommer et al. (1999) to explain the relationship between the volcanic deposits of the southern portion of the TP and the intrusives of the LRC. Kobberger and Schmincke (1999) identified a similar behaviour, describing that the pyroclastic flow is reverse but still congruent with the dip of the slope where the basement was too high to have been surmounted. Furthermore, the lineaments represented in the geological map (Figs. 2 and 10a) correspond to main fracture zones, related to brittle tectonics, possibly being fault zones. Restricted outcrops of trachytic flows show a similar behaviour to the pyroclastic deposits, with flow directions associated with ignimbrites (Fig. 10, e.g., site PT-12). Directional data in the southern portion of the TP indicate flows related to the LRC or with another volcanic source eventually located further east, outside the plateau area. The non-exposure of volcanic deposits to the east of the complex could be explained by basement uplift and the subsequent erosion since deeper intrusive bodies and, mainly, Paleoproterozoic granulitic basement outcrops next to the youngest units. As a consequence, the relationship of ignimbrites with a possible caldera linked to the LRC is complicated and requires more data.

In the northern portion of the TP, the flow directions for the ignimbrites showed a relationship with the border of the plateau, indicating a movement pattern that converges to the centre of the region (Fig. 10, e.g., sites PT-32, 34, 37 and 38). The correlation of these deposits with a complex fissure system may be linked to the genesis of these rocks, where the discontinuity with the basement may have allowed the formation of fissural conduits that feed these deposits. Although this relationship is more evident at points sampled in this area, the convergent pattern was also identified in the southern portion at the sites closest to the border of the plateau (Fig.

10, e.g., sites PT-09, 14 and 27). The occurrence of another non-outcropping volcanic structure located to the east of the northern portion, similar to the LRC, is not discarded, but there is no fieldwork evidence for this hypothesis.

2.6.4 Implications for Ediacaran volcanism in southernmost Brazil

The acidic volcanic rocks of the Taquarembó plateau represent the final stages of a typically post-collisional volcano-magmatic sequence of the Brasiliano cycle of the Dom Feliciano belt (Sommer et al., 2006; Hartmann et al., 2007; Paim et al., 2014). Volcanic systems as observed in the TP, involving effusive and ignimbritic deposits with a high degree of welding and associated intrusions, are generally associated with calderas. However, there is no AMS conclusive evidence of a possible caldera related to the volcanic deposits in the TP area. Even though the directional magnetic data in the southern portion indicate flows related to the LRC, the geographic position of the complex does not justify the distribution of ignimbrite sheets all over the plateau. AMS directional data showed a correlation of these deposits with a possible fissure system, linked mainly to the borders of the plateau area. Similar acid volcanic sequences also belonging to the Ediacaran volcanism of Dom Feliciano belt were interpreted as a result of fissure systems based on faciology and volcanological aspects (Santos et al., 2019). This fissure-source model for ignimbritic deposits was applied by Aguirre-Diaz and Labarthe-Hernández (2003) to describe the formation of the Sierra Madre Occidental, the largest continuous ignimbrite province in the world (Swanson and McDowell, 1984), but is still a debated model in the literature.

Other exposures of Ediacaran volcanism of AVF rocks in Sul-riograndense shield show strong similarities with the volcanic deposits of TP. The Ramada plateau, to the northeast of the study area (Fig. 1), is a direct analogue and in addition to presenting similar faciological characteristics with TP rocks, it also exhibits field relationships and compositions with intrusive bodies in the region (Sommer et al., 2013). These volcano-plutonic sequences of the Ramada plateau were interpreted as intracaldera facies, possibly originated by eruptions along ring-type fissures, in caldera systems (Sommer et al., 2011; Matté et al., 2016). Acid rocks with a similar pattern were described in the Tupanci region (Leitze et al., 2015). Despite the excellent volcanological data, there are no studies of flow dynamics, such as those provided through AMS, for these sequences. Knowledge about the magma

emplacement process and the consequent reconstruction of the volcanic terrain, interpreted by magnetic anisotropy data on a larger scale, will be useful for understanding the tectonic evolution of the Dom Feliciano belt (e.g. Xu et al., 2017; Chatterjee et al., 2018). Recent works applied this approach to study restricted outcrops of felsic lavas from AVF, demonstrating the importance of a multi-proxy analysis when dealing with ancient terrains (e.g. Haag et al., 2021).

In a broader sense, the present example shows how the magnetic anisotropy technique can be used in a complex and ancient volcanic system to better understand its dynamics and mode of emplacement. This technique has been usually applied to more recent examples, where the sources of pyroclastic deposits are still cropping out (e.g. Cagnoli and Tarling, 1997; Le Pennec et al., 1998; Palmer and MacDonald, 1999; Ort et al., 1999; LaBerge et al., 2009; Dedzo et al., 2011; Moncinhatto et al., 2020). In Precambrian terrains, the outcrops are more limited and the potential volcanic sources were likely eroded away (e.g. Haag et al., 2021). In this way, magnetic anisotropy is one of the few tools that allow one to test petrogenetic hypotheses proposed on the basis of petrochemistry, faciology and volcanological observations. In our case, the results obtained are compatible with a fissure-source model that may involve not only the area studied but also other coeval volcanic successions in the Sul-riograndense shield. Potential geophysical methods (e.g. magnetometry and gravimetry) could be efficient tools to further test this interpretation of the Ediacaran volcanism in southern Brazil, through a more detailed analysis of subsurface structures (e.g. Almaguer et al., 2020).

2.7 CONCLUSION

AMS and AARM data and their kinematic indicators reported for volcanic deposits of Taquarembó Plateau permitted to assist in the analysis and mechanisms of the emplacement of silicic units from the expressive Ediacaran volcanism in southernmost Brazil. AMS results showed different imbrication angle compartments between rheomorphic and stratified ignimbrites, allowing their separation in the depositional system for pyroclastic flow deposits. Magnetic mineralogy and AARM characterization were essential for the interpretation of magnetic anisotropy data, especially when SD particles dominate the magnetic fabric. AMS directional data indicates flows related to the LRC in the southern portion. However, it cannot be used to explain the distribution of ignimbrite sheets throughout the plateau area. The

emplacement of pyroclastic flow deposits is probably associated with a complex fissure system, whose discontinuities with the basement at the plateau border may have served as feeder conduits for these deposits. Nevertheless, the occurrence of other non-outcropping volcanic structures located further east, outside the plateau area is not discarded. The same approach used here of a regionally distributed AMS sampling for the TP can be applied to other ancient key volcanic areas in the world, including other examples in south Brazil such as the Ramada Plateau to the northeast of the study area, which has strong similarities to the TP.

2.8 ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by the São Paulo Research Foundation, Fapesp grant 2016/06114-6. Johnathan H. Gambeta thanks the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brazil) for the research grant and financial support. Carlos A. Sommer thanks CNPq grant (305036/2018-8, 406825/2018-6). Jairo F. Savian thanks the CNPq grant 304022/2018-7. At last, we thank Léo A. Hartmann for his support in English and figures review.

2.9 REFERENCES

- Agrò, A., Zanella, E., Le Pennec, J.-L., Temel, A., 2015. Magnetic fabric of ignimbrites: A case study from the Central Anatolian Volcanic Province. *Geol. Soc. Lond.* 396 (1), 159–175.
- Aguirre-Diaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 31 (9), 773–776.
- Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J.L., Saucedo, R., Yutsis, V., Guevara, R., 2020. Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 393, 106556.
- Alva-Valdivia, L.M., Agarwal, A., Caballero-Miranda, C., García-Amador, B.I., Morales-Barrera, W., Rodríguez-Elizarraráz, S., Rodríguez-Trejo, A., 2017. Paleomagnetic and AMS studies of the El Castillo ignimbrite, central-east Mexico: Source and rock magnetic nature. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 336, 140–154.

- Borradaile, G., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain. *Tectonophysics* 138 (2–4), 327–329.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.* 54 (6), 504–520.
- Cagnoli, B., Tarling, D.H., 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75 (3–4), 309–320.
- Cañón-Tapia, E., 2004. Flow direction and magnetic mineralogy of lava flows from the central parts of the peninsula of Baja California, Mexico. *Bull. Volcanol.* 66 (5), 431–442.
- Cañón-Tapia, E., Mendoza-Borunda, R., 2014. Magnetic petrofabric of igneous rocks: Lessons from pyroclastic density current deposits and obsidians. *J. Volc. Geotherm. Res.* 289, 151–169.
- Cerva-Alves, T., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Lana, C., 2020. Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brasiliano Orogen. *Precamb. Res.* 341, 105648.
- Chadima, M., Cajz, V., Tycová, P., 2009. On the interpretation of normal and inverse magnetic fabric in dikes: Examples from the Eger Graben, NW Bohemian Massif. *Tectonophysics* 466 (1–2), 47–63.
- Chatterjee, S., Mondal, S., Gain, D., Baidya, T.K., Mazumdar, D., 2018. Interpretation of magnetic fabrics in the Dalma volcanic rocks and associated meta-sediments of the Singhbhum Mobile Belt. *J. Earth Syst. Sci.* 127 (6), 1–18.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (EDS), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 13–52.
- Costa, A., Suzuki, Y.J., Cerminara, M., Devenish, B.J., Ongaro, T.E., Herzog, M., Van Eaton, A.R., Denby, L.C., Bursik, M., Vitturi, M.M., Engwell, S., 2016. Results of the eruptive column model inter-comparison study. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 326, 2–25.
- Dedzo, M.G., Nédélec, A., Nono, A., Njanko, T., Font, E., Kamgang, P., Njonfang, E., Launeau, P., 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 203 (3–4), 113–132.
- Deng, C., Zhu, R., Jackson, M.J., Verosub, K.L., Singer, M.J., 2001. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene Eolian deposits in the

- Chinese loess plateau: A pedogenesis indicator. *Phys. Chem. Earth Part A* 26 (11–12), 873–878.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ferré, E.C., 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics. *Geophys. Res. Lett.* 29 (7), 31–1.
- Ferré, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics* 354 (1–2), 1–23.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M.H., Heiken, G., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow- emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (3), 205–220.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Paes de Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic-Early Paleozoic Transition in the State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Rev. Brasileira de Geociências* 30 (3), 438–441.
- Gastal, M.C.P., 1999. The alkaline and shoshonitic intrusives in the region of the Taquarembó Plateau, southern Brazil: Are they genetically related? *Revista Brasileira de Geociências* 29 (1), 85–98.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica 21–26.
- Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P., Mattei, M., 2008. The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bull. Volcanol.* 70 (10), 1221–1236.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.
- Haag, M.B., de Freitas, R.B., Sommer, C.A., Savian, J.F., Lima, E.F., Gambeta, J.H., Lyra, D.S., Trindade, R.I.F., 2021. Multi-proxy case study of a Neoproterozoic rhyolite flow in southernmost Brazil: Emplacement mechanisms and implications for ancient felsic lavas. *J. S. Am. Earth Sci.* 107, 102982.

- Harrison, R.J., Feinberg, J.M., 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (5).
- Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no pré-cambriano. In: Ianuzzi R., Frantz JC., Org., (50), 97–123.
- Incoronato, A., Addison, F.T., Tarling, D.H., Nardi, G., Pescatore, T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature* 306 (5942), 461–463.
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl. Geophys.* 136, 1–28.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L., Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20(4), 259–266.
- Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22 (1), 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79 (3–4), 563–567.
- Jousset, P., Pallister, J., Boichu, M., Buongiorno, M.F., Budisantoso, A., Costa, F., Andreastuti, S., Prata, F., Schneider, D., Clarisse, L., Humaida, H., 2012. The 2010 explosive eruption of Java's Merapi volcano—a '100-year' event. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 241, 121–135.
- Kobberger, G., Schmincke, H.U., 1999. Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogán Formation), Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Bull. Volcanol.* 60 (6), 465–485.
- LaBerge, R.D., Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G., Cas, R.A.F., 2009. Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy). *Tectonophysics* 466, 64–78.
- Leitze, F.P., Sommer, C.A., Lima, E.F., Matté, V., 2015. O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica. *Pesquisas em Geociências* 42, 5–24.
- Le Pennec, J.-L., Chen, Y., Diot, H., Froger, J.-L., Gourgaud, A., 1998. Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of

- kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study. *Earth Planet. Sci. Lett.* 157 (1), 105–127.
- Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S. 2007. O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R. & Frantz J.C. (eds.), 50, 79–95.
- Lima, E.F., Waichel, B.L., Rossetti, L.D.M.M., Sommer, C.A., Simões, M.S., 2018. Feeder systems of acidic lava flows from the Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil and their implications for eruption style. *J. S. Am. Earth Sci.* 81, 1–9.
- Magee, C., O'Driscoll, B., Petronis, M., Stevenson, C., 2016. Threedimensional magma flow dynamics within subvolcanic sheet intrusions. *Geosphere* 12 (3), 842–866.
- Matté, V., Sommer, C.A., Lima, E.F., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 71, 201–222.
- Moncinhatto, T.R., Haag, M.B., Hartmann, G.A., Savian, J.F., Poletti, W., Sommer, C.A., Caselli, A.T., Trindade, R.I.F., 2020. Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: A case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophys. J. Int.* 220, 821–838.
- Newhall, C.G., Bronto, S., Alloway, B., Banks, N.G., Bahar, I., Del Marmol, M.A., Hadisantono, R.T., Holcomb, R.T., McGeehin, J., Miksic, J.N., Rubin, M., 2000. 10,000 Years of explosive eruptions of Merapi Volcano, Central Java: archaeological and modern implications. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 100 (1–4), 9–50.
- Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (3), 221–252.
- Ort, M.H., Rosi, M., Anderson, C.D., 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Itali, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91 (2–4), 167–178.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 231–274.

- Paim, P.S.G., Junior, F.C., Wildner, W., 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura* 36 (3), 183–193.
- Palmer, H.C., MacDonald, W.D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: Empirical observations. *Tectonophysics* 307 (1–2), 207–218.
- Pasqualon, N.G., Savian, J.F., Lima, E.F., Luz, F.R., Moncinhatto, T.R., Trindade, R.I.F., 2020. Emplacement dynamics of alkaline volcanic and subvolcanic rocks in Trindade Island, Brazil. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 406, 107078. doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.107078.
- Petrovský, E., Kapička, A., 2006. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *J. Geophys. Res.* 111 (B12).
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale, F., Jr., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Braz. J. Geol.* 46, 83–104.
- Potter, D.K., Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.* 15 (10), 1097–1100.
- Pueyo Anchuela, Ó., Imaz, A.G., Gil-Peña, I., Maestro, A., Galindo-Zaldivar, J., López-Martínez, J., Rey, J., Soto, R., Oliva-Urcia, B., 2014. Application of AMS for reconstruction of the geological evolution of recent volcanic systems: Case of Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Tectonophysics* 626, 69–85.
- Ribeiro, M., Fantinel, L.M., 1978. associacoes petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. *Ilheringia, Série Geológica* 5, 19–54.
- Roberts, A.P., Cui, Y., Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100 (B9), 17909–17924.
- Roberts, A.P., Pike, C.R., Verosub, K.L., 2000. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105 (B12), 28461–28475.
- Roberts, A.P., Heslop, D., Zhao, X., Pike, C.R., 2014. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Rev. Geophys.* 52, 557–602.

- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 2618–2644. doi:10.1002/2017JB015247.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30 (3), 209–226.
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics* 307 (1–2), 219–234.
- Santos, E.A.D., Sommer, C.A., Waichel, B.L., Haag, M.B., 2019. Ediacaran post-collisional high-silica volcanism associated to the Florianópolis Batholith, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: Lithofacies analysis and petrology. *J. S. Am. Earth Sci.* 96, 102299.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do platô do taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências* 29 (2), 245–254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 18 (3–4), 237–254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: Shoshonitic, high-K, tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78 (3), 573–589.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Pierosan, R., Machado, A., 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências* 41 (3), 420–435.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Machado, A., Rossetti, L.D.M.M., Pierosan, R., 2013. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 152–165.
- Stephenson, A., Sadikun, S.T., Potter, D., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. Int.* 84 (1), 185–200.
- Swanson, E.R., McDowell, F.W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89 (B10), 8787–8799.

- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, p. 217.
- Tauxe, L., Kylstra, N., Constable, C., 1991. Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 96 (B7), 11723–11740.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wast-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.* 101 (B1), 571–583.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., Van der Voo, R. 2018. *Essentials of paleomagnetism*, 5th web edition.
- Trolese, M., Cerminara, M., Ongaro, T.E., Giordano, G., 2019. The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nat. Commun.* 10 (1), 1–10.
- Wang, X., Roberts, J., Schmidt, P., 2001. Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 110 (1–2), 1–25.
- Wiegand, M., Trumbull, R.B., Kontny, A., Greiling, R.O., 2017. An AMS study of magma transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka Province, Namibia. *Tectonophysics* 716, 149–167.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó plateau: a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41 (12), 1082–1098.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 118 (1–2), 261–283.
- Xu, H., Yang, Z., Peng, P., Ge, K., Jin, Z., Zhu, R., 2017. Magnetic fabrics and rock magnetism of the Xiong'er volcanic rocks and their implications for tectonic correlation of the North China Craton with other crustal blocks in the Nuna/Columbia supercontinent. *Tectonophysics* 712, 415–425.

CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES

3.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

O presente artigo foi publicado na revista *Precambrian Research*, submetido no dia 20 de outubro de 2020, aceito para publicação, após revisão, em 30 de março de 2021 e posteriormente publicado em formato *online* em 18 de abril de 2021, volume 359 (106209).

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106209>



Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil

Johnathan H. Gambeta^{a,*}, Jairo F. Savian^a, Carlos A. Sommer^a, Ricardo I.F. Trindade^b

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

^b Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226 São Paulo, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Neoproterozoic volcanism
Anisotropy of magnetic susceptibility
Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization
Magnetic fabric
Lava flow dynamics
Rock magnetism

ABSTRACT

Knowledge about flow dynamics of volcanic sequences is fundamental for understanding their emplacement and consequently the evolution of the associated volcanic terrain. Despite this importance, studies that apply different approaches to ancient volcanic systems are still rare. In this paper, we study the case of silicic volcanic sequences in southernmost Brazil, contributing to the interpretation of the post-collisional Ediacaran volcanic settings of the Sul-riograndense shield. Rock magnetism analyses, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM), were performed on 32 sites of silicic volcanic rocks integrated with fieldwork observations. Magnetic mineralogy data indicate that magnetite or Ti-poor magnetite and high-coercivity phases (e.g., hematite) are the main magnetic carriers for the studied volcanic deposits. AARM results reveal an inverse magnetic fabric when single-domain grains are present, strongly affecting the interpretation of flow directions of lavas and ignimbritic deposits. AMS scalar results integrated with ignimbrite lithofacies analyses showed different fabric imbrication styles between stratified lower units and rheomorphic upper ignimbrites, allowing their separation in the emplacement model. Flow directions based on AMS, AARM data and field observations show a potential correlation of these volcanic deposits with an intrusive complex located on the southeastern border of the ignimbritic plateau. The emplacement of pyroclastic flow deposits was probably associated with a complex fissure system, where discontinuities within the basement plateau border may have served as feed conduits for these deposits. Our results highlight the importance of applying a regionally distributed AMS sampling coupled with a strong mineralogical and field control to the study of ancient volcanic systems.

1. Introduction

The analysis of ancient volcanic terrains is essential for understanding the evolution of post-tectonic volcanism in orogenic belts. Presently, most studies on the behaviour of volcanic systems are related to the observation of modern or recent erupting systems (e.g., Newhall et al., 2000; Jousset et al., 2012). Yet, the mechanisms and flow dynamics of acidic volcanic sequences, mainly pyroclastic deposits, are still in a subject of debate in the literature (e.g., Alva-Valdivia et al., 2017; Lima et al., 2018). In this context, a detailed examination of particle fabric in rocks of ancient acidic volcanic deposits may provide insights into their transport and deposition, which is fundamental to interpret the volcanic emplacement.

In southern Brazil, acidic orogenic volcanism is well exposed and offers the opportunity to a better understanding of their flow dynamics.

The Ediacaran to Ordovician Camaquã Basin (CB) is a well preserved volcano-sedimentary molassic basin (Paim et al., 2000, 2014), associated to the complex evolution of the Sul-riograndense shield (Fig. 1), formed in the late to post-collisional stages of the Brasiliano cycle of the Dom Feliciano belt (Sommer et al., 2006; Hartmann et al., 2007; Paim et al., 2014). There is no evidence of ductile deformation and associated metamorphism in the CB, favouring studies of ancient volcanic systems due to the exquisite preservation of their primary structures. This basin is divided into sub-basins, whose tectonic environments indicate a retroarc setting evolving into a strike-slip and ending as a transpressive rift (Chemale, 2000; Fragoso-Cesar et al., 2000; Paim et al., 2000, 2014).

Present in the Taquarembó sub-basin (Paim et al., 2014), the Taquarembó Plateau (TP) preserves silicic volcanic sequences, mainly pyroclastic deposits, characterized by a non-deformed and non-metamorphosed succession with only slight brittle tectonics, known as

* Corresponding author.

E-mail address: johnathan.gambeta@ufrgs.br (J.H. Gambeta).

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106209>

Received 27 October 2020; Received in revised form 30 March 2021; Accepted 30 March 2021

Available online 18 April 2021

0301-9268/© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

3.2 ARTIGO CIENTÍFICO COMO COAUTOR

Participação em artigo publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* publicado em formato *online* em 12 de novembro de 2020, volume 107 (102982).

DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102982>

Journal of South American Earth Sciences 107 (2021) 102982



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

Journal of South American Earth Sciences

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



Multi-proxy case study of a Neoproterozoic rhyolite flow in southernmost Brazil: Emplacement mechanisms and implications for ancient felsic lavas

Maurício Barcelos Haag^{a,*}, Rayane Bastos de Freitas^a, Carlos Augusto Sommer^a, Jairo Francisco Savian^a, Evandro Fernandes Lima^a, Johnathan Henrique Gambeta^a, Diego da Silveira Lyra^a, Ricardo Ivan Ferreira da Trindade^b

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

^b Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo, São Paulo, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:
Rhyolite flow
Emplacement
Rheology
AMS
High-silica lava

ABSTRACT

Rhyolites compose an important record in the volcanic history of Earth, with significant occurrences in volcanic arcs, large igneous provinces and post-collisional terranes, often associated with explosive events. In several geologic provinces, rhyolites dominate as the most expressive geologic units (e.g., Silicic Large Igneous Provinces - SLIPs). Despite their importance, several aspects related to the emplacement of rhyolite flows are still enigmatic. Recent studies in modern rhyolite lavas suggest similar emplacement mechanisms to basaltic lavas, implying a more dynamic growth model for silicic flows, including outbreak lobes and outpour structures. Despite these advances, studies related to the recognition of these features in ancient flows are still rare. In this work we perform a multi-proxy study of an ancient (Neoproterozoic) rhyolitic lava flow combining fieldwork, petrography, geochemistry, rheology and magnetic fabric analysis. The Cerro do Perau outcrop (CP, southern Brazil) consists of a natural laboratory for the study of rhyolite lavas, presenting excellent exposure of a partially preserved flow with distinct flow features and folds. CP flow consists of a high-silica and low-crystal content rhyolite, suggesting its emplacement as an obsidian flow. Rheology data indicates high liquidus temperatures (> 957 °C), with maximum viscosities of $10^{8.5}$ Pa s and glass transition temperatures (T_g) of 750 °C. The absence of brittle features suggests little to none displacement below T_g . Structural analysis indicates the predominance of sub-vertical foliation planes, including axial planes of folds, indicative of proximal (near-vent) regions in rhyolite flows. The absence of lineations favors a predominantly planar accommodation of the flow-induced deformation, which is confirmed by the shape of the magnetic fabric ellipsoids. Several of these ellipsoids display a high degree of anisotropy, mostly related to an oblate fabric, indicative of the development of high-strain zones within the flow. Our data suggest that CP flow presents some similarities with recently proposed field-based emplacement models for rhyolitic flows, highlighting the significant data that can be extracted from a combination of magnetic fabrics and rheological analyses.

1. Introduction

Rhyolites compose an expressive group of volcanic rocks, with extensive occurrence throughout the geological time. Despite this importance, several aspects related to the emplacement mechanisms of rhyolitic lavas are still enigmatic (Tuffen et al., 2013). While basalts occur in almost every tectonic setting (from mid-ocean ridges to volcanic belts), the presence of rhyolites requires either a high degree of magma differentiation or partial melting of the crust; hence their occurrence concentrates along with volcanic belts, post-collisional terranes, and a

few large igneous provinces (e.g., Whitsunday; Bryan et al., 2002). As a result, our general understanding of the emplacement of basaltic lavas is remarkably greater, with both modern and ancient case studies available (e.g. Walker, 1967; Pinkerton and Sparks, 1978; Single and Jerram, 2004; Guest et al., 2012; Vye-Brown et al., 2013; Bernardi et al., 2015) when compared to rhyolitic lavas. Rhyolites also predominate as end-members of bimodal, anorogenic magmatic systems (Bryan et al., 2002), which denotes their geodynamic relevance to magmatism on Earth throughout time. Because of its higher silica content, silicic magmas generally erupt explosively, producing abundant pyroclastic

* Corresponding author.

E-mail address: mauricio.haag@ufrgs.br (M.B. Haag).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102982>

Received 16 April 2020; Received in revised form 7 October 2020; Accepted 20 October 2020

Available online 12 November 2020

0895-9811/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“ANISOTROPIA MAGNÉTICA EM SISTEMAS VULCÂNICOS ÁCIDOS: APLICAÇÃO AO VULCANISMO ACAMPAMENTO VELHO NO PLATÔ DO TAQUAREMBÓ, EXTREMO SUL DO BRASIL”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Johnathan Henrique Gambeta	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Elder Yokoyama	
Data: 10/06/2021	
Conceito: A	
PARECER:	
Apreciação geral:	
<p>A dissertação de mestrado trata do estudo de tramas magnéticas em derrames de lavas ácidas neoproterozoicas da Formação Acampamento Velho (FAV) na Bacia do Camaquã -RS. O estudo apresenta e discute os mecanismos de transporte e a dinâmica de fluxo das sequências vulcânicas da FAV. Para isso, foram feitos 32 sítios de amostragem que proveram 377 espécimes. Esses espécimes foram submetidos a rotinas de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética e de Anisotropia de Magnetização Remanescente Anisterética. Além disso, foram feitas análises de mineralogia magnética para determinação dos portadores de magnetização e sua relação com a trama magnética. Os resultados direcionais se mostraram consistentes e puderam inferir os fluxos dos derrames e piroclásticos da FAV. Toda análise, resultados e interpretações foram sintetizados no artigo científico “Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: flow dynamics of post-collisional ediacaran volcanism in southernmost Brazil” de Gambeta et al. (2021), publicado na revista Precambrian Research https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106209.</p> <p>Considero o trabalho muito interessante e bem executado, não restando dúvidas em relação a obtenção do grau acadêmico demandado.</p>	
Comentários Principais:	
<p>Apenas um breve comentário. Embora já publicado, senti falta das colunas estratigráficas locais para visualizar melhor a distribuição espacial dos fluxos. O trabalho de Dedzo et al. (2011) apresenta muitas colunas que facilitam entender melhor isso.</p>	
Assinatura: 	Data: 10/06/21

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

ANISOTROPIA MAGNÉTICA EM SISTEMAS VULCÂNICOS ÁCIDOS:
APLICAÇÃO AO VULCANISMO ACAMPAMENTO VELHO NO PLATÔ DO
TAQUAREMBÓ, EXTREMO SUL DO BRASIL

Área de Concentração: GEOQUÍMICA

Autor: JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA

Orientador Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Examinador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Data: 15 de maio de 2021.

Conceito: A

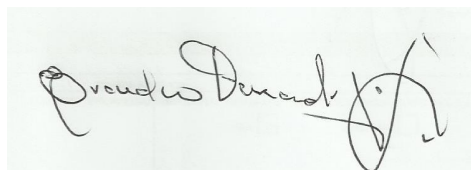
PARECER:

A dissertação de mestrado de JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA objetivou a análise do sistema vulcânico Ediacarano do cinturão Dom Feliciano, discutindo os mecanismos e dinâmicas de fluxo de sequências vulcânicas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho no Platô do Taquarembó no Escudo Sul-Rio-Grandense. A dissertação está bem estruturada com três capítulos que atendem plenamente a proposta de mestrado com os objetivos bem definidos e atingidos, métodos e resultados discutidos, ilustrações adequadas além da publicação de um artigo científico publicado no Precambrian Research intitulado "Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil". Destaca-se como aspecto muito relevante a aquisição de novos dados geofísicos (magnetismo de rocha, anisotropia de susceptibilidade magnética e anisotropia de remanência magnética anisterética) e a integração destes com observações de campo do sistema magmático Acampamento Velho. A interpretação dos dados é coerente e de fato sugere uma possível correlação desses depósitos vulcânicos com um complexo intrusivo localizado na borda sudeste do platô e a um sistema de fissuras que pode ter servido como condutos de alimentação para formação dessas sequências. A dissertação atendeu integralmente os objetivos acadêmicos propostos e avaliamos como um trabalho excelente e representa uma contribuição geológica publicada em uma revista científica de alto nível acadêmico.

..

Assinatura:

Data: 15 de maio 2021



Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“ANISOTROPIA MAGNÉTICA EM SISTEMAS VULCÂNICOS ÁCIDOS:
APLICAÇÃO AO VULCANISMO ACAMPAMENTO VELHO NO PLATÔ DO
TAQUAREMBÓ, EXTREMO SUL DO BRASIL”**

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Johnathan Henrique Gambeta**

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Examinador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Data: 09/06/2021

Conceito: **A**

PARECER:

A dissertação de mestrado do aluno Johnathan Henrique Gambeta está aprovada. O trabalho está bem estruturado, bem redigido e alcançou o objetivo: publicação em revista do extrato A do Qualis. O texto integrador está claro, bem redigido e com figuras explicativas sobre a área de estudo e os métodos utilizados. Quanto ao artigo, este já foi revisado por especialistas da área e publicado, logo nada a acrescentar.

Assinatura:

Data:09/06/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: