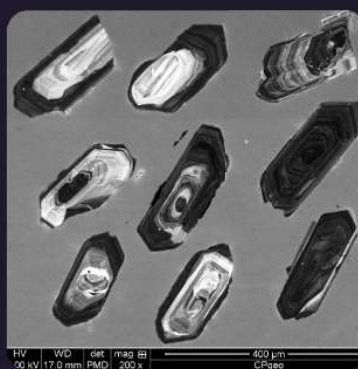


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

ANDRÉA RITTER JELINEK
CARLOS AUGUSTO SOMMER



IMAGENS DE CAPA E CONTRACAPA



Fotografia aérea do setor norte da Serra do Segredo, em Caçapava do Sul, RS, onde se destacam a Pedra do Segredo, em primeiro plano, e a Pedra da Abelha, logo à esquerda, geofórmulas esculpidas sobre conglomerados fluviais da Bacia do Camaquã. Ao fundo, alguns cerros formados por rochas metamórficas e o imponente alto de Caçapava, sobre granitoides diversos, rochas que registram diferentes momentos do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil. A paisagem faz parte do Geoparque Caçapava Aspirante Unesco e é parcialmente inserida no Parque Natural Municipal da Pedra do Segredo. Imagem obtida por Felipe Guadagnin. Legenda de André Weissheimer de Borba e Felipe Guadagnin.



Contato entre rochas sedimentares da Bacia do Paraná e soleira de diabásio do Grupo Serra Geral. Pedreira Carollo, região de Montenegro, RS. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.

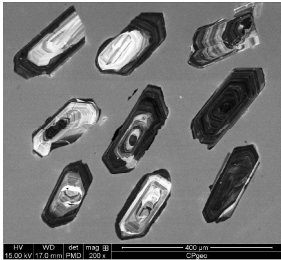


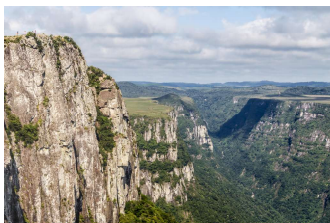
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



Fotografia aérea oblíqua apresentando a morfologia da região correspondente ao extremo do Litoral Norte do RS, à direita observa-se a cidade de Torres/RS. Em primeiro plano observa-se a morfologia do campo de dunas localizado no Parque Estadual de Itapeva. Unidade essa localizada sobre o sistema Laguna-Barreira IV (holocênica). Logo após o baixio, na retaguarda do campo de dunas, ocorre a morfologia do sistema Laguna-Barreira III (pleistocênica). Ao fundo, com o relevo mais elevado, encontra-se a Formação Serra Geral pertencente à Bacia do Paraná. Imagem obtida por Eduardo H. R. Russo. Legenda de Eduardo Guimarães Barboza.



Minas do Camaquã, Mineração de cobre a céu aberto, Caçapava do Sul. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.



Derrames ácidos do Grupo Serra Geral, Bacia do Paraná, na região do Cânion Fortaleza, Parque Nacional da Serra Geral, Cambará do Sul, RS. Imagem licenciada de Depositphotos. Legenda de Carlos Augusto Sommer.



PUBLICAÇÃO ESPECIAL DO NÚCLEO RS/SC DA
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA
DO RIO GRANDE DO SUL E
DE SANTA CATARINA**

Editores

Andréa Ritter Jelinek
Carlos Augusto Sommer



Porto Alegre, RS, 2021.

É proibida a reprodução total ou parcial desta obra, sem autorização expressa dos autores ou da editora. A violação importará nas providências judiciais previstas no artigo 102, da Lei nº 9.610/1998, sem prejuízo da responsabilidade criminal. Os textos deste livro são de responsabilidade de seus autores.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

Edição: 1ª

Ano: 2021

Editora Compasso Lugar Cultura

Responsável André Suertegaray Rossato

Porto Alegre - RS - Brasil

Telefones (51) 984269928

compassolugarcultura@gmail.com

www.compassolugarcultura.com

Editores:

Andréa Ritter Jelinek

Carlos Augusto Sommer

Diagramador: Gabriel Zambom

Revisão de Texto: Gustavo Saldivar

Conselho Editorial Compasso Lugar Cultura

Álvaro Heidrich

Carlos Henrique Aigner

Cláudia Luíza Zeferino Pires

Dakir Larara Machado da Silva

Dilermando Cattaneo da Silveira

Dirce Maria Antunes Suertegaray

Helena Copetti Callai

Jaeme Luiz Callai

João Osvaldo Rodrigues Nunes

Laurindo Antonio Guasselli

Maíra Suertegaray Rossato

Nelson Rego

Roberto Verdum

Rosa Maria Vieira Medeiros

Sinthia Batista

Realização

Sociedade Brasileira de Geologia

Diretoria Núcleo RS/SC:

Diretora Presidente: Andréa Ritter Jelinek

Diretor Vice-Presidente: Carlos Augusto Sommer

Diretor Secretário: Lucas Debatin Vieira

Diretor Financeiro: Breno Leitão Weichel

Diretora de Programação Técnico-Científica: Rosemary Hoff

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

J47c

Jelinek, Andréa Ritter.

Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina /Andréa Ritter Jelinek e Carlos Augusto Sommer, organização – Sociedade Brasileira de Geologia - Porto Alegre : Compasso Lugar-Cultura, 2021.

504 p., il. col.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

<https://doi.org/10.29327/537860>

1. Geologia 2.Sociedade Brasileira de Geologia 3. Coletâneas de textos I. Jelinek, Andréa Ritter II. Sommer, Carlos Augusto III. Título

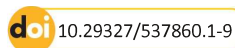
CDD 551

CDU 551.1/.4

Bibliotecária Responsável: Catarina Strapação Guedes Vianna CRB-10/2469

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia 551



Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM): uma ferramenta para a reconstrução de sistemas vulcânicos ácidos Neoproterozoicos da Bacia do Camaquã (RS)

Jairo Francisco *Savian**, Carlos Augusto *Sommer*,
Maurício Barcelos *Haag*

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

*autor correspondente: jairo.savian@ufrgs.br

1 INTRODUÇÃO

A orientação preferencial dos minerais é característica de cada tipo de rocha e é resultado de vários processos geológicos, tais como o fluxo da água em sedimentos, o fluxo de lava ou de magma em rochas vulcânicas e plutônicas ou a deformação das rochas metamórficas. Nesse contexto, o estudo da orientação dos minerais pode nos ajudar a entender diversos processos geológicos. Nas rochas metamórficas, por exemplo, a orientação dos minerais é visível a olho nu e mensurável em campo. No entanto em rochas como basaltos e granitos maciços, esta orientação é observada apenas através de instrumentos e de técnicas avançadas de laboratório.

Os minerais magnéticos, mesmo ocorrendo em quantidades pequenas nas rochas, normalmente apresentam uma orientação preferencial, conhecida como fábrica ou trama magnética. Quando os grãos são orientados preferencialmente em uma rocha, ela pode apresentar uma anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). A ASM pode ser investigada, por meio da anisotropia magnética, técnica baseada na variabilidade direcional das propriedades magnéticas, que permite a determinação da trama estrutural (petrofábrica) das rochas (Graham, 1954). Desde a publicação do trabalho pioneiro de Graham (1954), a ASM tem sido amplamente utilizada no estudo de processos geológicos. No Brasil, esta técnica foi introduzida no início dos anos de 1990 (*e.g.* Archanjo, 1993; Raposo & Ernesto, 1995). Atualmente, vários trabalhos vêm contribuindo para o entendimento de processos geológicos em diferentes tipos de rochas no sul do Brasil (*e.g.* Raposo & Ernesto, 1995; Gastal *et al.*, 2015; Guimarães *et al.*, 2018; Lyra *et al.*, 2018; Benites *et al.*, 2020; Sbaraini *et al.*, 2020; Tomé *et al.*, 2020; Haag *et al.*, 2021; Gambeta *et al.*, 2021, submetido).

O avanço tecnológico e a criação de novos instrumentos sensíveis possibilita medir a anisotropia da maioria das rochas, com uma boa precisão, mesmo das que apresentam baixo grau de anisotropia, como, por exemplo, rochas vulcânicas e sedimentares (Tarling & Hrouda, 1993). Além disso, a ASM é uma técnica rápida e não destrutiva, o que a torna versátil e aplicável em vários ramos da Geologia estrutural e da Geofísica.

Devido a processos erosivos, que promovem a remoção de partes do sistema vulcânico, e tectônicos, responsáveis pelo soterramento, pelo soerguimento e pela deformação do registro geológico, o estudo e a reconstrução de sistemas vulcânicos em terrenos antigos é sempre um desafio geológico. Nas últimas décadas, a ASM vem sendo largamente utilizada no entendimento do vulcanismo em sistemas modernos, com exemplos no Hawaí e nos Andes (*e.g.* Cañón-Tapia, 2005; Moncinhatto *et al.*, 2020). No entanto, sua aplicação ainda é incipiente em estudos relacionados a terrenos vulcânicos no Brasil. Quando aplicada a sucessões antigas, a ASM compõe uma técnica promissora, pois possibilita a identificação de centros emissores e de processos vulcanológicos e tectônicos (*e.g.* Haag *et al.*, 2021; Gambeta *et al.*, 2021, submetido; e suas referências). Todos esses aspectos são essenciais ao entendimento da evolução de sistemas geológicos complexos, como, por exemplo, o vulcanismo pós-tectônico em cinturões orogênicos. Nas seções seguintes, serão discutidos os princípios da ASM e como ela pode ser aplicada a sucessões vulcânicas antigas, por meio de um estudo de caso.

2 PRINCÍPIOS DA ASM E SUA APLICAÇÃO EM SISTEMAS VULCÂNICOS

A ASM consiste em uma técnica geofísica, capaz de determinar a orientação da fábrica magnética de rochas ígneas, sedimen-

tares e metamórficas (Graham, 1954). Fluxos de lava e corpos subvulcânicos frequentemente apresentam escassez de indicadores cinemáticos macroscópicos (como, por exemplo, minerais alongados e estruturas de lineação e de foliação magmática), tornando necessária a aplicação de uma técnica capaz de determinar a orientação da trama microscópica presente nestas rochas. Por esse motivo, a ASM tem sido amplamente utilizada em estudos de sequências vulcânicas, tendo em vista as limitações das técnicas convencionais de campo (*e.g.* Cañón-Tapia, 2005).

A técnica de ASM se baseia na obtenção da susceptibilidade magnética (k) de uma amostra, por meio do uso de um susceptímetro. Este aparelho gera um campo magnético (H) e mede a resposta da amostra a este campo, ou seja, sua magnetização (M). A Figura 1 representa esse processo, em que uma amostra é submetida a um campo H em diferentes posições. Tendo em vista que a magnetização é proporcional à susceptibilidade ($M = k \times H$), medindo a amostra em diferentes posições é possível obter um tensor magnético (K). Este tensor representa a orientação das partículas magnéticas na amostra (sejam elas paramagnéticas, diamagnéticas ou ferromagnéticas) e é definido, em orientação e em magnitude, por três eixos principais: $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Fig. 1) (Tarling & Hrouda, 1993). Para fins de análise, de comparação e de estatística, os eixos principais são usualmente representados, usando uma projeção estereográfica, conforme apresentado na Figura 1.

A análise de orientação e de magnitude dos eixos é realizada de forma semelhante à análise estrutural, sendo necessárias várias medidas de diversas amostras, para se obter um resultado significativo. Dessa forma, o tensor magnético obtido auxilia na determinação da foliação (que tem seu polo marcado pelo eixo K_3) e da lineação (marcada pelo eixo K_1) magnéticas, feições que podem

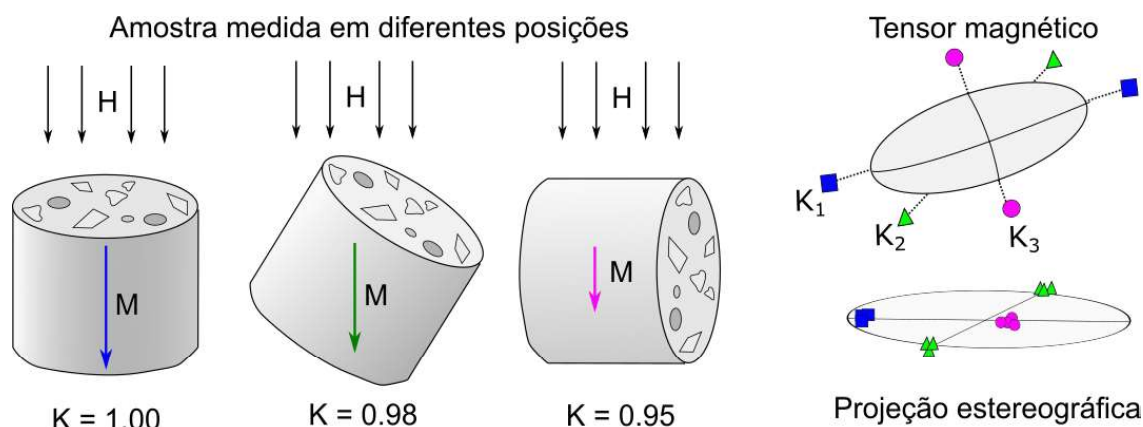


Figura 1 – Processo de obtenção da susceptibilidade magnética e de representação do tensor magnético resultante.

ajudar na identificação da paleocorrente, das fontes emissoras e dos regimes de fluxo. Além disso, com a ASM também é possível obter informações sobre a forma do tensor magnético, por meio do parâmetro de forma (T), que classifica as amostras em oblatas, prolatas e triaxiais (Jelinek, 1981), e sobre o grau de anisotropia (P'), que indica a diferença de proporção entre os eixos principais. Esses parâmetros auxiliam na definição do regime de fluxo e dos processos de deformação.

A aplicação das técnicas, relacionadas à trama magnética, é uma ferramenta muito útil em sistemas vulcânicos, tendo em vista sua aplicação, tanto em sistemas de alimentação quanto em processos superficiais, como derrames de depósitos de fluxos piroclásticos (*e.g.* Cañón-Tapia *et al.*, 1996; Cañón-Tapia, 2005; Moncinhatto *et al.*, 2020; e suas referências). Durante processos eruptivos, podem ocorrer significativas diferenças na dinâmica de fluxo (*e.g.* Cagnoli & Tarling, 1997) e, dessa forma, orientações distintas de trama magnética podem ser obtidas, em função do local de amostragem.

Diques e condutos alimentadores tendem a apresentar foliação magnética subvertical, mais bem registrada junto aos limites do corpo intrusivo, onde o cisalhamento,

decorrente do fluxo magmático, é mais intenso (Fig. 2A) (Cañón-Tapia & Herrero-Bervera, 2009). Em diques, os tensores magnéticos em bordas opostas tendem a ser distintos, possibilitando a identificação do sentido de fluxo, que é marcado pela convergência dos eixos K_1 de amostras obtidas em limites opostos do dique.

No caso de derrames de lava e de depósitos de fluxo piroclásticos governados por fluxo laminar, a orientação dos tensores magnéticos tende a ser sub-horizontal (Fig. 2B), com o desenvolvimento de um imbricamento basal, que permite a identificação do sentido de fluxo, com base no sentido de imbricamento do eixo K_3 . Em porções de frente de derrame, pode haver o desenvolvimento de uma fábrica subvertical, que é associada à progressão do derrame (Fig. 2B) (Cañón-Tapia *et al.*, 1996).

Usualmente, o resultado obtido com a ASM é satisfatório e tem relação direta com a trama presente nas amostras, sendo, portanto, uma anisotropia de forma, que indica a direção preferencial dos minerais. Entretanto, é importante salientar que existem exceções e, nesses casos, a interpretação da ASM exige estudos mais aprofundados. Essas exceções estão geralmente associadas a fatores geométricos, estruturais e cristalográficos

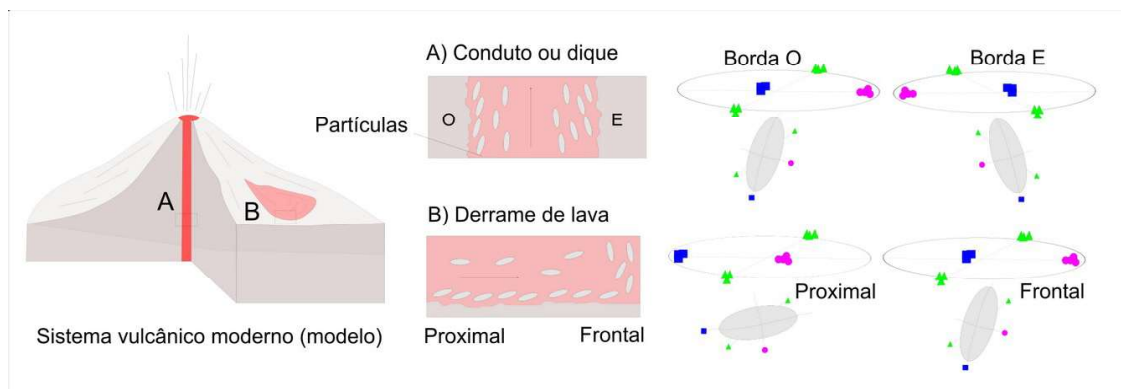


Figura 2 – Ambientes vulcânicos e as respectivas orientações dos tensores magnéticos e de suas projeções estereográficas: A) Zonas de condutos ou de diques; e B) Derrames.

dos minerais magnéticos (Rochette *et al.*, 1992, 1999; Moncinhatto *et al.*, 2020; e suas referências):

1. Geométricos: (i) caso as partículas presentes na amostra não apresentem uma orientação ou um formato preferencial, a proporção dos eixos principais será semelhante ($K_1 \sim K_2 \sim K_3$) e, por consequência, o tensor resultante será pouco definido ou terá um formato de esfera, impossibilitando a determinação confiável das direções de K_1 , K_2 e K_3 ; e (ii) caso as partículas magnéticas interajam entre si, pode ocorrer o surgimento de uma anisotropia de distribuição (Hargraves *et al.*, 1991). Dependendo da proximidade das partículas, esse efeito pode anular ou pode contrariar a anisotropia de forma, levando a interpretações distintas da ASM;

2. Estruturais: grãos magnéticos são compostos por estruturas de domínio. Em função dessas estruturas, podem ocorrer respostas distintas à magnetização. No caso de grãos multidomínio (MD), a fábrica resultante é normal, com K_1 paralelo ao maior eixo do mineral (Rochette *et al.*, 1992). Em contraste, grãos de domínio simples (DS) apresentam fábrica inversa, o que faz com que os eixos K_1 e K_3 da ASM sejam trocados (Rochette *et al.*, 1992, 1999; Moncinhatto *et al.*, 2020);

3. Cristalográficos: a magnetita compõe o mineral magnético mais comum e

apresenta anisotropia de forma, ou seja, seu eixo maior coincide com o eixo de maior susceptibilidade K_1 (no caso de grãos MD). Entretanto, existem minerais que apresentam tipos distintos de anisotropia, como, por exemplo, a hematita e grande parte dos silicatos. Nesses casos, o maior eixo do mineral não coincide, necessariamente, com o maior eixo de susceptibilidade magnética. Esse tipo de anisotropia é conhecido como magnetocristalina e, nestes casos, K_1 é paralelo a um eixo cristalográfico específico (Rochette *et al.*, 1992; Biedermann, 2018).

Dessa forma, fica clara a necessidade de um estudo aprofundado, a respeito da mineralogia magnética presente na amostra em estudo, de forma a evitar interpretações errôneas da ASM. A caracterização magnética busca identificar as fases minerais presentes em uma amostra, que contribuem para a magnetização e para a anisotropia, bem como determinar o tamanho de grão dos minerais. Isso se faz, por meio de diversos experimentos, que permitem a identificação das propriedades físicas desses minerais.

Uma das maneiras mais diretas de identificação dos minerais ferromagnéticos de uma amostra é a análise da variação da susceptibilidade magnética, em função da temperatura, para a determinação das temperaturas de Curie (*e.g.* Dunlop & Özdemir,

1997). As chamadas curvas termomagnéticas auxiliam na identificação das temperaturas de transição, que são características para cada mineral (*e.g.* a temperatura de Curie para magnetita ~ 580 °C e a temperatura de Néel para hematita ~ 675 °C). Além disso, as curvas termomagnéticas também informam sobre as mudanças de estrutura cristalina e sobre as reações químicas, que afetam os minerais, devido ao aquecimento da amostra. As curvas de aquecimento e de resfriamento são ditas reversíveis, se não ocorrerem transformações mineralógicas durante o aquecimento, ou seja, a susceptibilidade magnética, durante o aquecimento e o resfriamento, continua inalterada. Caso ocorram transformações químicas e estruturais durante o aquecimento, o comportamento das curvas de aquecimentos e de resfriamento será diverso e, assim, são chamadas de irreversíveis.

Uma alternativa consiste em estudar propriedades magnéticas em temperatura ambiente. As curvas de magnetização remanente isotermal (MRI) e de histerese possibilitam a obtenção da coercividade (Hc), da coercividade de remanência (Hcr), da magnetização de saturação (Ms) e da magnetização remanente de saturação (Mrs) das amostras. A MRI consiste na aplicação de um campo contínuo H, sucessivamente maior, em temperatura constante, até a saturação da amostra. Após cada etapa de indução magnética, a magnetização é medida, até a saturação da amostra ser atingida (MRIS). Geralmente, os equipamentos atualmente disponíveis permitem induzir campos máximos de 2 Tesla. Dessa forma, é possível obter a magnetização de saturação (MRIS) de grande parte dos minerais magnéticos portadores das rochas (*e.g.* magnetita ~ 30-200 mT e hematita > 1T). Em caso de ocorrência de mistura de minerais ferromagnéticos nas amostras, a contribuição de cada mineral se reflete nas curvas de aquisição. Neste caso, é

necessário que as curvas sejam analisadas pela decomposição da curva de MRI entre diferentes curvas cumulativas do tipo log-Gaussian (*Cumulative Log-Gaussian* – CLG) (Robertson & France, 1994). Dessa forma, é possível obter os valores específicos de MRIS, de coercividade média e do índice de dispersão (DP).

Os ciclos de histerese permitem a obtenção simultânea de diversos parâmetros, incluindo Hc, Hcr, Ms, Mrs. Estes dados podem ser interpretados, utilizando-se o Diagrama de Day, o qual define as regiões de domínio do material, a partir dos parâmetros Mr/Mrs versus Hcr/Hc (Day *et al.*, 1977). Neste diagrama, são definidos campos com os domínios de grãos: domínio simples (SD), pseudo-domínio simples (PSD) e multidomínio (MD).

Atualmente, o Diagrama de Day está caindo em desuso, principalmente, porque suas interpretações são empíricas e válidas para magnetita e titanomagnetita apenas (*e.g.* Roberts *et al.*, 2018). O diagrama *first order reversal curve* (FORC) é a técnica magnética atualmente utilizada, para determinar a estrutura de domínio dos minerais (*e.g.* Roberts *et al.*, 2017). Estas curvas são derivadas de diversas medições de vários ciclos de histerese em uma amostra, distribuídas em um amplo espectro de campo magnético aplicado. O modelamento das curvas de histerese, por meio de funções de distribuições bidimensionais, gera os diagramas FORC, que são conhecidos, também, como diagramas de contorno. Os diagramas FORC também fornecem informações sobre a interação entre partículas, o que é fundamental, quando há variação do tamanho do grão.

Em certos casos, é necessário isolar a contribuição dos minerais ferromagnéticos das matrizes diamagnética e paramagnética, o que pode ser feito, por meio da aplicação da Anisotropia de Magnetização Remanente Anisterética (AMRA) (Jackson, 1991). De for-

ma análoga à ASM, a AMRA é descrita por um elipsoide de remanência anisterética, composto por três eixos ortogonais $M_1 \geq M_2 \geq M_3$.

Tendo em vista os fatores apresentados, é necessário um bom reconhecimento de campo e um protocolo de amostragem e de preparação das amostras (Fig. 3). A amostragem é frequentemente realizada com uma motosserra adaptada, contendo uma broca não magnética diamantada, com diâmetro de ~ 2,5 cm. Os cilindros amostrados são orientados, com o auxílio de bússolas magnética e solar. No laboratório, esses cilindros são cortados em espécimes padrão (com 2,5 cm de diâmetro por 2,2 cm de altura), que são utilizados nas técnicas de ASM e de AMRA. Por fim, porções irregulares dos cilindros amostrados são separadas, para a caracterização magnética, essencial à determinação do portador magnético e à correta interpretação dos resultados (*e.g.* Moncinhatto *et al.*, 2020, e suas referências).

3 O VULCANISMO NEOPROTEROZOICO DA BACIA DO CAMAQUÃ

Localizado no centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul, o Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) registra uma importante

porção da história geológica no sul do Brasil.

Durante o final do Neoproterozoico ocorre a Bacia do Camaquã, um locus deposicional para expressivos eventos tectono-magmáticos e de sedimentação de deformação, de vulcanismo, de plutonismo e de sedimentação (Lima *et al.*, 2007). As manifestações vulcânicas ocorrem, principalmente, ao longo de um período de cerca de 55 Ma (aproximadamente, 592-535 Ma) (Lima *et al.*, 2007), compondo um mosaico de registros, que inclui a presença de depósitos explosivos e efusivos (derrames de lava, fluxos de densidade piroclásticos, corpos sub-vulcânicos).

De acordo com diversos autores (Lima *et al.*, 2007, e referências), os eventos vulcânicos da Bacia do Camaquã podem ser agrupados em três ciclos vulcânicos:

1. Rochas efusivas e piroclásticas, subordinadas, ligadas ao vulcanismo de composição predominantemente intermediária, de afinidade shoshonítica, agrupadas na Formação Hilário;

2. Rochas efusivas e piroclásticas, associadas ao vulcanismo bimodal, de afinidade moderadamente alcalina sódica, agrupadas na Formação Acampamento Velho;

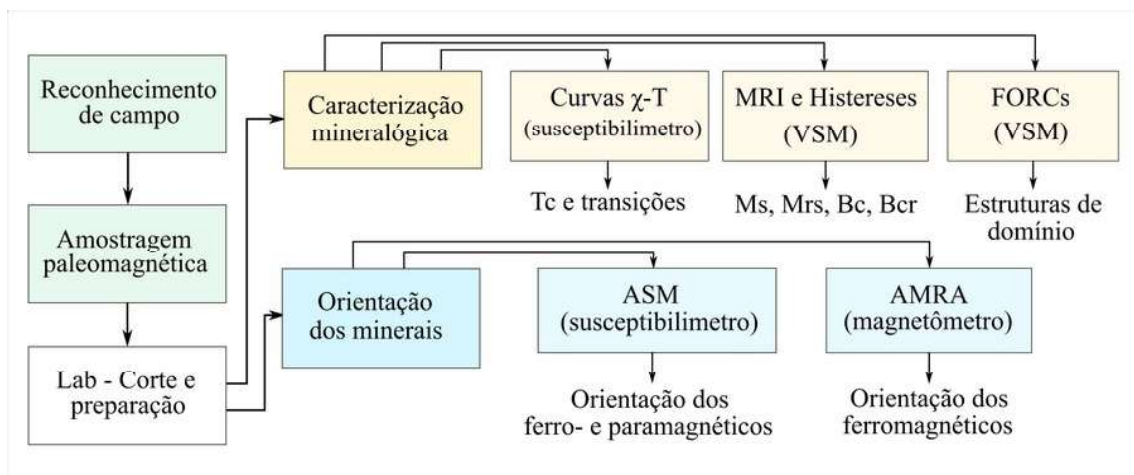


Figura 3 – Fluxograma, para amostragem paleomagnética e de técnicas para determinação da mineralogia magnética e da orientação da trama magnética em rochas. (Legenda: VSM: Vibrating Sample Magnetometer).

3. Rochas predominantes efusivas, associadas ao vulcanismo de composição básica-intermediária e de afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K, agrupadas no Membro Rodeio Velho.

Apesar de intensivos estudos durante as últimas décadas (e.g. Almeida et al., 2002; Sommer et al., 2005; Lima et al., 2007), diversos aspectos relacionados à dinâmica do vulcanismo félsico da Bacia do Camaquã, continuam em debate, principalmente, no que tange aos aspectos físicos, às possíveis fontes e às condições de *emplacement* destes depósitos (e.g. Lima et al., 2007; Sommer et al., 2013; Matté et al., 2016; Haag et al., 2021). Dessa forma, técnicas alternativas, com o uso de Geofísica, têm sido aplicadas no estudo das sequências vulcânicas presentes no ESRG, com enfoque principal na Fm. Acampamento Velho (e.g. Haag et al., 2021; Gambeta et al., 2021, submetido).

4 ESTUDO DE CASO

Adotou-se, como estudo de caso da

aplicação da ASM, o afloramento do Cerro do Perau, em que ocorrem lavas riolíticas, associadas à Fm. Acampamento Velho (Fig. 4). Os riolitos do afloramento Cerro do Perau são caracterizados por uma complexidade de estruturas de fluxo, muitas vezes, gerando bandamento magmático e abundância de dobras (Zerfass et al., 2000; Freitas, 2019; Haag et al., 2021), sugerindo uma complexa dinâmica de fluxo nesses derrames. A fim de determinar os processos de colocação e a dinâmica de fluxo deste derrame, foram realizados trabalho de campo e análise de ASM em 12 sítios, conforme a metodologia apresentada na Figura 3.

4. 1 Aspectos de campo e petrográficos

Os riolitos são caracterizados por notável estrutura de fluxo de lava, com padrões complexos e predomínio de diversos tipos de dobramentos (Fig. 5A-5B). As dobras magmáticas apresentam dimensões e escalas variadas, métricas (Fig. 5A) a centimétricas (Fig. 5B). A foliação é caracterizada,

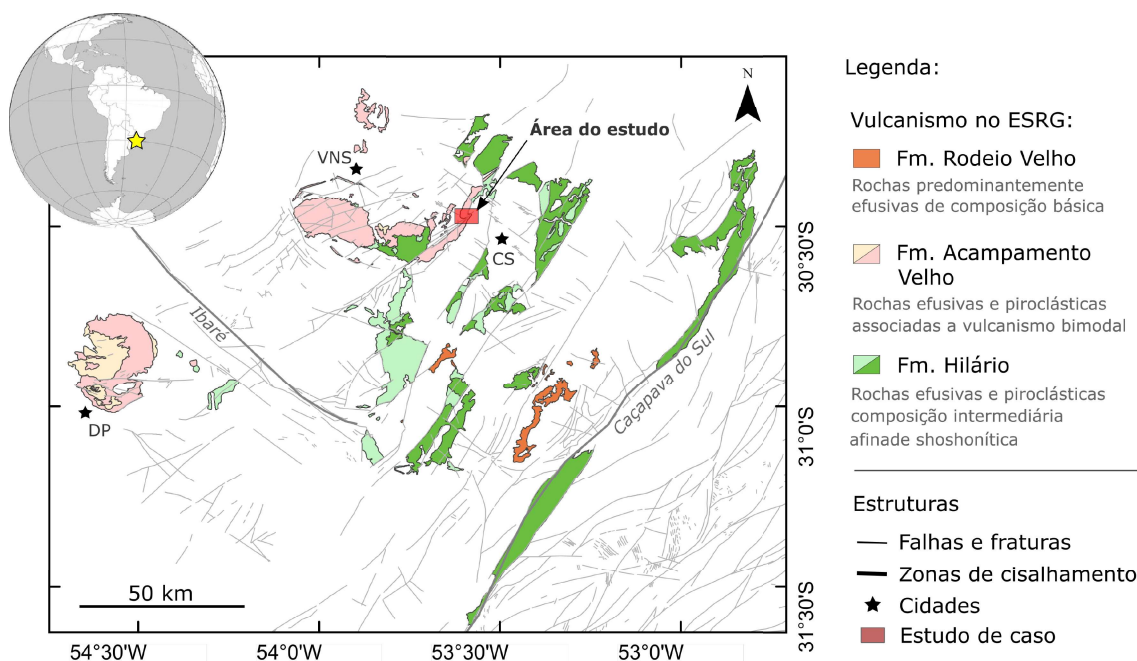


Figura 4 – Mapa do ESRG, mostrando as ocorrências vulcânicas Neoproterozoicas. Cidades: CS - Caçapava do Sul; DP - Dom Pedrito; e VNS - Vila Nova do Sul.

principalmente, por uma laminação milimétrica, com variações colorimétricas entre rosa e cinza. Esta laminação pode ser plana ou dobrada e é marcada por níveis alternados de graus de cristalinidade da rocha, resultante de desvitrificação do material originalmente vítreo (Fig. 5B).

Petrograficamente, as rochas são hemimicristalinas e afaníticas, mas termos porfiríticos podem ocorrer, muito subordinadamente. Em termos gerais, a rocha é constituída por um fino mosaico de micrólitos e de cristálitos de quartzo e de feldspato e por feições de desvitrificação, principalmente, esferulitos (Fig. 5C). Os fenocristais (< 3% de fenocristais) são representados por quartzo e por K-feldspato, em associação com microfenocristais (< 0,02 mm) de óxidos de Fe-Ti e de zircão. Esses minerais apresentam pouca abundância, ocorrendo de forma localizada, ao longo de planos de foliação, e em quantidades menores do que 5% (Fig. 5D). Enquanto algumas lâminas são geradas por níveis de devitrificação, outras são marcadas pela presença de fenocristais, o que indica a efetividade na orientação destes minerais, durante o fluxo (Fig. 5D).

4. 2 Mineralogia magnética

A caracterização magnética foi realizada, utilizando-se curvas termomagnéticas, curvas de MRI, ciclos de histerese, diagramas FORC e microscopia eletrônica de varredura (MEV). As amostras dos riolitos são caracterizadas por uma ruidosa diminuição gradual na susceptibilidade magnética em temperaturas de ~ 582 °C e de 681 °C (Fig. 6A), valores correspondentes às temperaturas de transição da magnetita e da hematita (Hunt *et al.*, 1995; Lattard *et al.*, 2006). Curvas termomagnéticas de baixa temperatura exibem duas transições, a -153 °C e a -50 °C (Fig. 6A), valores compatíveis com titanomagnetita,

com baixo teor de Ti, e com hematita (Hunt *et al.*, 1995; Lattard *et al.*, 2006). Curvas de MRI indicam amostras, que não alcançam saturação, mesmo, em campos de 1 T, sugerindo a existência de uma fase magnética de alta coercividade e uma de baixa (Fig. 6B). Esse comportamento é confirmado por ciclos de histerese, que apresentam um formato característico de cintura de vespa (*i.e.*, *wasp-waisted*), indicativo da mistura de minerais com coercitividades distintas (Fig. 6C) (Tauxe *et al.*, 1996). Diagramas FORC apresentam uma distribuição centrada em $B_u = 0$, com baixo espalhamento, ao longo do eixo B_c . Nesses diagramas, ocorre um pico de coercividade entre 10 mT e 15 mT, podendo representar mais de uma fase magnética (Fig. 6D). Este padrão é frequentemente interpretado como resultado de grãos MD (Roberts *et al.*, 2017). Análises de MEV, realizadas em duas amostras representativas, indicam a existência de uma pequena quantidade de óxidos de Fe-Ti nas amostras estudadas (Fig. 6E). Análises de espectroscopia de energia dispersiva (EED) revelam a presença de grãos equantes de titanomagnetitas, com baixo conteúdo de Ti (entre 0,56% e 9,88%) e de hematita como as principais fases magnéticas presentes nas amostras estudadas, em concordância com os resultados de mineralogia magnética (Fig. 6E).

4. 3 Fábrica magnética e análise estrutural

Os riolitos do Cerro do Perau apresentam baixos valores de susceptibilidade magnética média (K_m), normalmente, na faixa de 40×10^{-6} SI (Fig. 7A, linha tracejada). Estes valores estão de acordo com os esperados para lavas de composição riolítica (Hunt *et al.*, 1995). Resultados escalares indicam graus variáveis de anisotropia (P'), de 1,003 a 3,18, sendo observada uma cor-

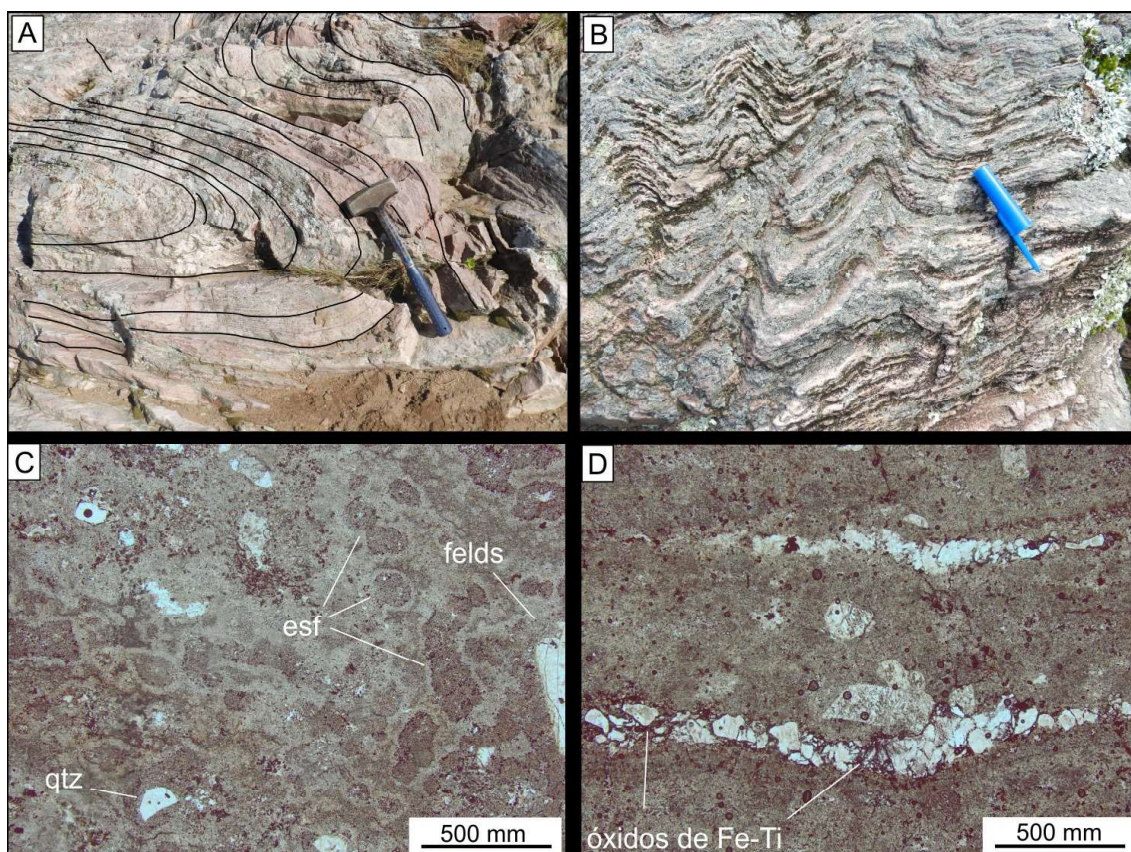


Figura 5 – Feições de campo e microscópicas do Cerro do Perau: A) Dobra métrica recumbente; B) Sequência de dobras centimétricas, marcadas por distintos níveis de recristalização; C) Matriz, marcada pela presença de esferulitos (esf) e de cristais de quartzo (qtz) e de feldspato (felds); e D) Foliação, marcada pela presença de níveis ricos em cristais de quartzo e em óxidos de Fe-Ti. Abreviações: qtz - quartzo; esf - esferulito; fels - feldspato alcalino.

relação positiva, porém pouco significativa, entre P' e K_m (Fig. 7A, quadrados em azul). A forma dos tensores magnéticos (T) aponta a predominância de tensores oblatos ($T > 0$), com mais de 74% dos tensores resultantes apresentando queda neste campo (Fig. 7B). Com exceção do sítio O, todos os outros sítios apresentam elipsoides oblatos ou triaxiais (Fig. 7B).

Uma reconstrução do afloramento, juntamente com os principais sítios amostrados, das feições estruturais e dos resultados magnéticos é apresentada nas figuras 7C e 7D, em que a área em cinza representa a área do afloramento. É possível observar a predominância de elipsoides oblatos (Fig. 7C) e a presença de zonas com alto grau de anisotropia na porção central do afloramen-

to (Fig. 7D), configurando, possivelmente, uma zona de alta deformação magmática.

Em relação aos resultados direcionais, os eixos magnéticos são geralmente bem agrupados (Fig. 8A, com exceção dos sítios J, O, Q e R). Esses sítios compõem os afloramentos com menores valores de P' (Fig. 7A), o que pode levar a problemas na definição dos eixos principais. Em diversos sítios, K_1 (lineação magnética) e K_2 se agrupam, sugerindo a presença de elipsoides fortemente oblatos, com um eixo K_3 bem definido. Os dados de trama magnética (Fig. 8B) também indicam a predominância de foliações subverticais, com direções NE-SW e N-S, em concordância com grande parte dos dados estruturais de campo (Fig. 8C), que incluem planos de foliação, eixos e planos axi-

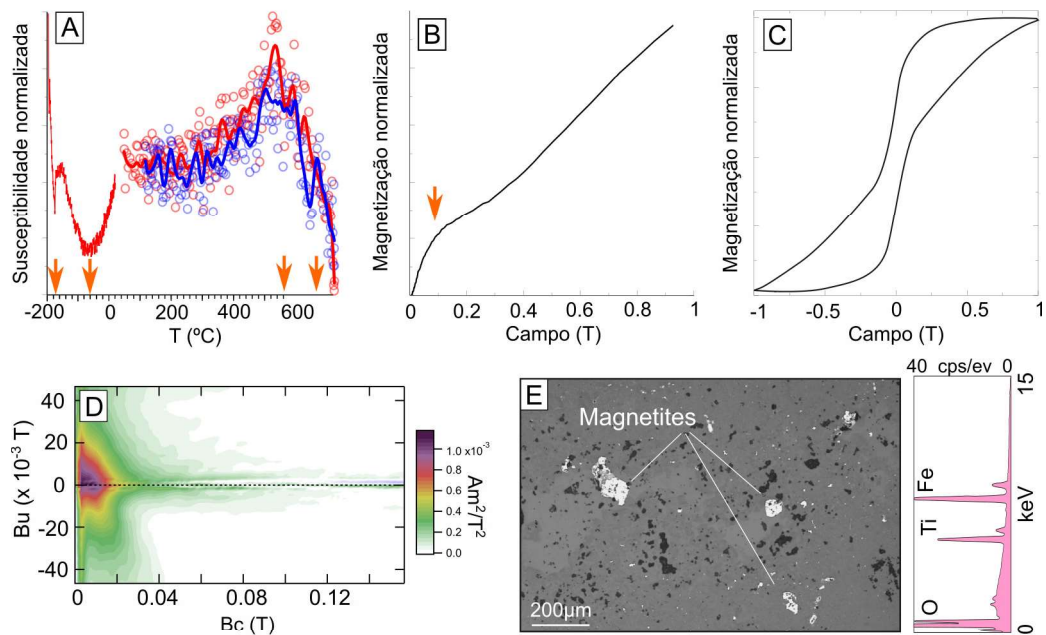


Figura 6 – Resultados representativos de caracterização magnética das amostras do Cerro do Perau: A) Curvas termomagnéticas; B) Curvas de MRI; C) Ciclo de histeres; D) Diagrama FORC; e E) MEV e espectro EED.

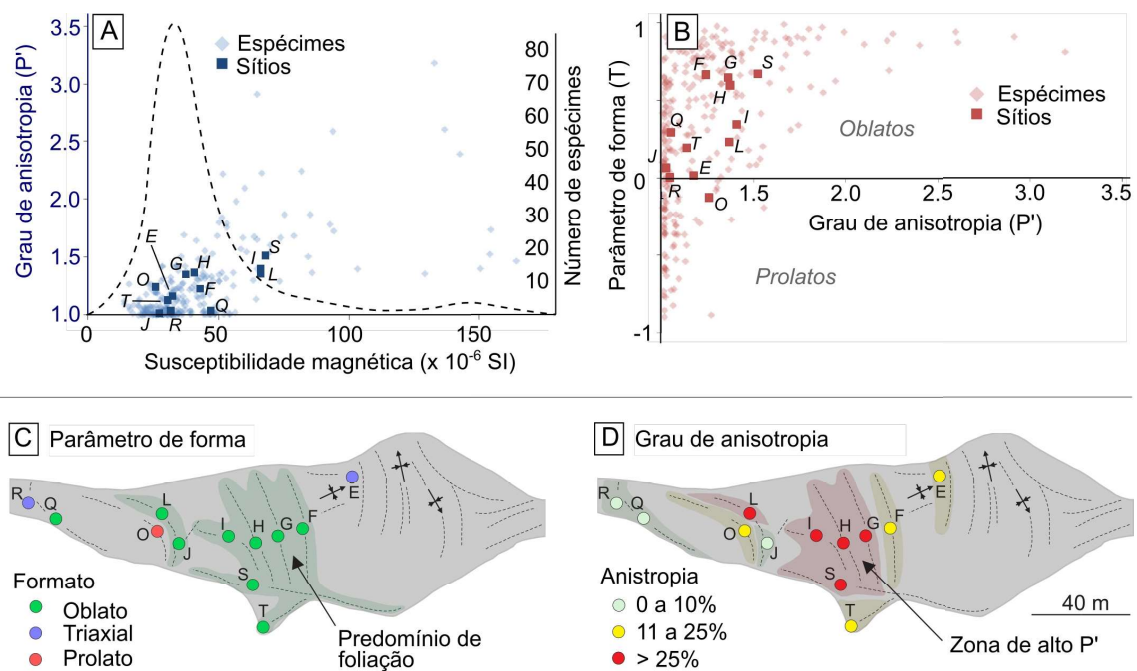


Figura 7 – Resultados escalares da ASM: A) Diagrama P'-Km e histograma de valores de Km (linha tracejada em preto); B) Diagrama T-P'; C) Distribuição espacial do parâmetro de forma; e D) Distribuição espacial do grau de anisotropia.

ais de dobras. Em contraste, as escassas lineações presentes, tanto magnéticas quanto estruturais, apresentam baixos valores de

caimento (geralmente, inferiores a 30°) e direção NE-SW (Fig. 8B-8C).

4. 4 Modelo de colocação

Uma característica marcante dos riolitos presentes no afloramento Cerro do Perau é a ocorrência notável de estruturas de fluxo de lavas, principalmente, dobradas e, composicionalmente, com altos teores de SiO₂ (Zerfass *et al.*, 2000; Freitas, 2019; Haag *et al.*, 2021). Do ponto de vista reológico, a presença pervasiva das estruturas de fluxo e de dobras magmáticas indica um regime de deformação preferencialmente planar e dúctil, com ausência de deformação constriccional, devido à ausência de feições lineares (Manley, 1992; Yang *et al.*, 2019).

A presença de dobras em derrames riolíticos deriva da compressão, resultante do movimento do derrame, sendo a presença de lâminas com viscosidades distintas um fator essencial ao desenvolvimento de dobras (Smith & Houston, 1994). Estimativas de parâmetros reológicos, para os derrames estudados, indicam valores de viscosidade na ordem de 10^{8,5} Pa. s (Haag *et al.*, 2021), denotando um forte controle reológico sobre o desenvolvimento do derrame. De acordo com Fink (1980), o desenvolvimento de dobras se dá, preferencialmente, em zonas com concentração de tensão, como margens, topo e base de derrame.

Devido à ausência de evidências de deformação tectônica na área de estudo, é possível interpretar os resultados obtidos com a ASM como representantes da dinâmica de colocação e do regime de fluxo do derrame estudado. No geral, as foliações magnéticas apresentam uma orientação subvertical (Fig. 8A), padrão observado em todo o afloramento (Fig. 8C) e confirmado por dados estruturais de campo (Fig. 8B). A presença de bandamento subvertical em rochas félsicas é geralmente associada a zonas de conduto e de alimentação (*e.g.* Simões *et al.*, 2018). Entretanto, quando comparados com modelos matemáticos e com exemplos aná-

logos, o padrão estrutural e a vergência das dobras observadas no Cerro do Perau são compatíveis com os resultados esperados para uma zona de topo de derrame (Dragoni *et al.*, 1992). Apesar desta tendência geral, orientações variadas podem ser observadas na área de estudo, sugerindo uma complexidade estrutural para o afloramento Cerro do Perau.

A predominância de tensores oblatos ($T > 0$) é confirmada pelos dados de campo, que indicam a ausência de feições lineares. O desenvolvimento preferencial de uma fábrica oblata em derrames riolíticos pobres em cristais é comumente reportada por outros estudos de ASM, tendo sua origem associada à colocação do derrame, que leva à dispersão de micrólitos, ao longo de planos de cisalhamento (Cañón-Tapia & Castro, 2004).

Os valores médios de anisotropia ($P' = 1,25$) observados na área de estudo são relativamente altos, quando comparados com os valores reportados na literatura para derrames riolíticos, que, geralmente, apresentam valores máximos (a nível de espécime) de $P' < 1,50$ (*e.g.* Cañón-Tapia, 2004; Shields *et al.*, 2016). Os valores de P' observados na área de estudo são compatíveis com resultados observados em zonas de cisalhamento (*e.g.* Mertanen & Karell, 2011), o que sugere a presença de zonas de alta deformação – de origem magmática – no interior do derrame. A presença de zonas de alta deformação magmática tem sido reportada em outros derrames, incluindo o derrame de Rocche Rosse (Lipari, Itália), em que elevados valores de P' são observados nas porções intermediárias e superiores do derrame (Shields *et al.*, 2016). É importante observar que apenas os tensores oblatos apresentam altos valores de P' , sugerindo que altas taxas de deformação foram acomodadas, principalmente, por meio de achatamento e de cisalhamento.

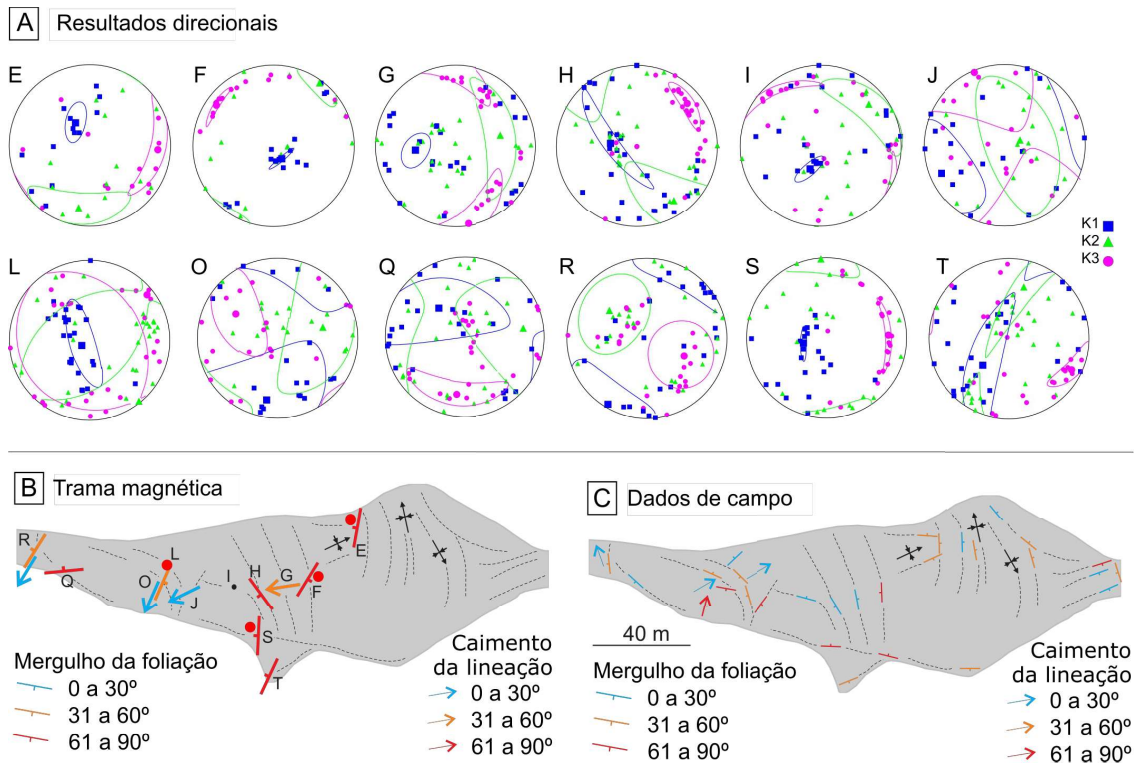


Figura 8 – Resultados direcionais: A) Estereogramas, com os eixos principais da ASM; B) Distribuição espacial dos dados estruturais de campo; e C) Distribuição dos dados de ASM.

5 CONCLUSÕES

O vulcanismo Neoproterozoico, relacionado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, tem um papel muito importante na compreensão da evolução do Escudo Sul-Rio-Grandense. Neste sentido, é muito importante a reconstrução destes sistemas vulcânicos, tanto do ponto de vista petrogenético, quanto paleogeográfico. A obtenção de dados estruturais nestas sequencias vulcânicas antigas pode ser muito complexa, devido aos processos e modificações pós-deposicionais e é prejudicada, muitas vezes, pela textura muito fina das rochas efusivas e piroclásticas. Dessa forma, métodos geofísicos podem ser muito úteis na avaliação de estruturas planares e lineares. Mostramos, neste trabalho, que a ASM pode ser uma ferramenta importante na determinação dos mecanismos de colocação e dos fluxos riolíticos. Porém, a interpretação

de dados de lineação e de foliação da fábrica magnética deve ser feita com rigor, principalmente, com um estudo detalhado da mineralogia magnética, para se determinar o seu mineral portador e o seu tamanho de grão. A ASM, associada a outros dados, como trabalho de campo, geologia estrutural, geoquímica e reologia, é capaz de determinar a colocação de fluxos riolíticos Neoproterozoicos, apesar de sua complexidade estrutural.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pelo auxílio financeiro e bolsas de mestrado e produtividade em pesquisa (303015/2015-2, 441766/2014-5, 304036/2018-8 e 406925/2018-6).

REFERÊNCIAS

Almeida, D. P. M., Zerfass, H., Basei, M. A., Pe-

- try, 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 Bárbara (Caçapava Do Sul, Rio Grande Do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*, 5(3): 721-733.
- Archanjo, C. J. 1993. *Fabriques de Plutons Granitiques et Déformation Crustale du Nord-Est du Brésil: un étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques*. Toulouse, 167p. Tese de Doutorado, Université de Toulouse III.
- Benites, S., Sommer, C. A., Lima, E. F., Savian, J. F., Haag, M. B., Moncinhatto, T. R. & Trindade, R. I. F. 2020. Characterization of volcanic structures associated to the silicic magmatism of the Paraná-Etendeka Province, in the Aparados da Serra region, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 92: e20180981.
- Biedermann, A. 2018. Magnetic Anisotropy in Single Crystals: A Review. *Geosciences*, 8(8): 302.
- Cañón-Tapia, E. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: an historical account. In: Martín-Hernandez, F., Lüneburg, C., Aubourg, M. C. & Jackson, M. (Eds.). *Magnetic Fabric - Methods and Applications*. London, Geological Society, p. 205-225.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L. & Herrero-Bervera, E. 1996. The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements I: Near-vent a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(1-2): 21-36.
- Cañón-Tapia, E. 2005. Uses of anisotropy of magnetic susceptibility in the study of emplacement processes of lava flows. In: Manga, M. & Ventura, G. (Eds.). *Kinematics and Dynamics of Lava Flows*. Washington D. C., Geological Society of America, p. 29-46.
- Cañón-Tapia, E. & Herrero-Bervera, E. 2009. Sampling strategies and the anisotropy of magnetic susceptibility of dykes. *Tectonophysics*, 466(1-2): 3-17.
- 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75(3-4): 309-320.
- 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.
- Dragoni, M., Pondrelli, S. & Tallarico, A. 1992. Longitudinal deformation of a lava flow: the influence of Bingham rheology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(4): 247-254.
- Dunlop, D. J. & Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge, Cambridge University Press, 573p.
- Fink, J. 1980. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, 8(5): 250.
- Freitas, R. B. 2019. *Riolitos neoproterozóicos na região do Cerro do Perau, Caçapava do Sul, RS: reologia e modelo de colocação*. Porto Alegre, 73p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gambeta, J. H., Savian, J. F., Sommer, C. A. & Trindade, R. I. F. 2021. Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil. *Precambrian Research*. (no prelo)
- Gastal, M. C., Ferreira, F. J. F., Cunha, J. U., Esmeris, C., Koester, E., Raposo, M. I. B. & Rossetti, M. M. M. 2015. Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 217-241.

- Graham, J. W. 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 1257-1258.
- Guimarães, L. F., Raposo, M. I. B., Janasi, V. A., Cañón-Tapia, E. & Polo, L. A. 2018. An AMS study of different silicic units from the southern Paraná-Etendeka Magmatic Province in Brazil: Implications for the identification of flow directions and local sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355: 304-318.
- Haag, M. B., 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 107: 102982.
- Hargraves, R. B., Johnson, D. & Chan, C. Y. 1991. Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters*, 18(12): 2193-2196.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. & Banerjee, S. K. 1995. Magnetic Properties of Rocks and Minerals. *Rock Physics and Phase Relation*. American Geophysical Union, p. 189-204.
- Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *PAGEOPH*, 136: 1-28.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3-4): T63-T67.
- Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A. & Sauerzapf, U. 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Lima, E. F., Sommer, C. A. & Nardi, L. V. S. 2007. O vulcanismo neoproterozoico-ordo-
- viciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J. C. (eds.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 79-95.
- Lyra, D. S., Savian, J. F., Bitencourt, M. F. A. S., Trindade, R. I. F. & Tomé, C. R. 2020. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 87: 28-41.
- Manley, C. R. 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4): 27-46.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 71: 201-222.
- Mertanen, S. & Karell, F. 2011. Rock magnetic investigations constraining relative timing for gold deposits in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 83(2): 75-94.
- 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 Cavihue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International*, 220(2): 821-838.
- Raposo, M. I. B. & Ernesto, M. 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and its relationship with magma flow directions. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 87: 531-544.
- Roberts, A. P., Almeida, T. P., Church, N. S., Harrison, R. J., Heslop, D., Li, Y., Li, J., Muxworthy, A. R., Williams, W. & Zhao, X. 2017. Resolving the Origin of Pseudo-Single

- Domain Magnetic Behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12): 9534-9558.
- 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: 2618-2644.
- Robertson, D. J. & France, D. E. 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 84: 223-234.
- Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3): 209.
- 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.
- Sbaraini, S., Raposo, M. I. B., Bitencourt, M. F. A. S. & Tomé, C. R. 2020. Magnetic fabrics of the neoproterozoic piquiri syenite massif (Southernmost Brazil): Implications for 3D geometry and emplacement. *Journal of Geodynamics*, 134: 101691.
- Shields, J. K., Mader, H. M., Caricchi, L., Tuffen, H., Mueller, S., Pistone, M. & Baumgartner, L. 2016. Unravelling textural heterogeneity in obsidian: Shear-induced outgassing in the Rocche Rosse flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310: 137-158.
- Simões, M. S., Lima, E. F., Sommer, C. A. & Rossetti, L. M. M. 2018. The Mato Perso Conduit System: evidence of silicic magma transport in the southern portion of the Paraná-Etendeka LIP, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*: 48(2): 263-281.
- Smith, J. V. & Houston, E. C. 1994. Folds produced by gravity spreading of a banded rhyolite lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2): 89-94.
- 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: 237-254.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Machado, A., Rossetti, L. M. M. & 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.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T. & Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101: 571-583.
- Tarling, D. H. & Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. London, Chapman & Hall, 217p.
- Tomé, C. R., Bitencourt, M. F. A. S., Raposo, M. I. B. & Savian, J. F. 2020. Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil. *Journal of Geodynamics*, 138: 101754.
- Yang, R., Jiang, D. & Lu, L. X. 2019. Constrictional Strain and Linear Fabrics as a Result of Deformation Partitioning: A Multiscale Modeling Investigation and Tectonic Significance. *Tectonics*, 38(8): 2829-2849.
- Zerfass, H., Almeida, D. D. P. M. & Gomes, C. H. 2000. Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (municipality of Caçapava do sul- RS). *Rev. Bras. Geociências*, 30: 12-16.