

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

JÚLIA MASSUCATO SILVA

**Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazô-
nico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia**

São Paulo
2024

<p>Massucato-Silva, Júlia</p>	<p>Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazônico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia</p>		<p>Mestrado IAG-USP 2024</p>
-------------------------------	--	--	--------------------------------------

JULIA MASSUCATO SILVA

Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazônico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia

Versão original

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obter o título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Manoel Souza D'Agrella Filho

São Paulo

2024

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na publicação

Serviço de Biblioteca e Documentação

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

Massucato-Silva, Julia.

Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazônico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia / Julia Massucato Silva; orientador Manoel Souza D'Agrella Filho. – São Paulo, 2024.

125 f.

Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. Programa de Pós-Graduação em Geofísica. Área de Concentração: Geofísica.

Nome: Massucato-Silva, Julia

Título: Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazônico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade
de São Paulo para obtenção do título de Mestre em
Ciências

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho

Instituição: Universidade de São Paulo

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a família, amigos e namorado. Agradeço por terem me dado o apoio necessário para concluir mais uma fase da minha vida. Sou extremamente grata por ter vocês em minha vida.

Agradeço à minha prima Catarine, que me deixou residir temporariamente em sua casa, enquanto concluía a preparação de minhas amostras em Campinas.

Quero deixar um agradecimento póstumo ao meu querido avô Zemá, que nos deixou há pouco tempo. Vô, obrigada por ter me incentivado a estudar, por ter me ensinado a tabuada e pelos livros que você trazia. Sentirei muito a sua falta.

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro vinculado ao projeto de pesquisa 2021/01976-9.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de Mestrado.

Ao Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho, que me orienta há seis anos, me oferecendo a assistência necessária para que eu pudesse concluir a Graduação e o Mestrado.

Ao Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz da UFMT, por ter nos orientado no trabalho de campo.

À Ma. Fabiana Pereira Lasmar pela grande ajuda no trabalho de campo.

À Profa. Dra. Maria Irene Bartolomeu Raposo, por ter permitido utilizar as dependências do Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rocha (LAMs-IGc-USP).

Ao Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos, que foi responsável por me ajudar com as primeiras tentativas de datação nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica (LAGIS-IG-UNICAMP).

À Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli e à Profa. Dra. Maria Helena B. M. de Hollanda, pela atenção dada durante minhas idas ao Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo-IGc-USP).

Aos técnicos de laboratório do grupo de Geomagnetismo e Paleomagnetismo (USPMag-IAG-USP), Profa. Dra. Daniele Brandt, Me. Giovanni Moreira e Sonia Alonso.

Aos técnicos e especialistas do CPGeo-IGc-USP, Vasco A. P. dos Loios, Dr. Isaac Jamil Sayeg e Roberto Siqueira.

RESUMO

Massucato-Silva, J. (2024). *Estudo paleomagnético da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Sudoeste do Cráton Amazônico: implicações para a formação do supercontinente Rodínia* (Dissertação de Mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

A formação do supercontinente Rodínia ainda é tema de bastante debate na literatura. Os estudos paleomagnéticos realizados em rochas de 1200–1000 Ma do Cráton Amazônico permitem testar modelos de configurações paleogeográficas no período anterior a formação do supercontinente Rodínia, ocorrido há ≈ 1000 –900 Ma. Neste trabalho, são realizados estudos paleomagnéticos e de datação K–Ar (em rocha total) dos olivina-diabásios da Suíte Intrusiva Arinos, que correspondem às soleiras que cortam o pacote sedimentar da Formação Dardanelos, localizadas a noroeste do Estado do Mato Grosso (Cráton Amazônico). A idade inferida para a colocação das soleiras Arinos é 1140 ± 10 Ma, a qual é coerente com a idade máxima para a deposição sedimentar da Formação Dardanelos, de 1300–1250 Ma, determinada em zircões detríticos destas rochas pelos métodos U–Pb e Pb–Pb. Os estudos paleomagnéticos, através da desmagnetização por campos alternados e térmica passo-a-passo, revelaram uma direção da magnetização remanente característica estável a sudeste (noroeste) com baixas inclinações positivas (negativas). O estudo da mineralogia magnética indica que esta magnetização remanente característica é portada por magnetitas e/ou titanomagnetitas (com baixo teor em titânio) com estrutura de domínio simples (SD) e pseudo-domínio simples (PSD). Foi determinada a direção média $D_m=143,9^\circ$, $I_m=28,8^\circ$ ($N=24$; $\alpha_{95}=6,5$; $k=21,7$) e o polo paleomagnético ARI, localizado a $54,9^\circ\text{S}$; $17,8^\circ\text{E}$ ($A_{95}=5,9^\circ$; $K=25,8$), o qual é classificado com critério de confiabilidade $R=5$. O polo obtido para a Suíte Arinos (polo ARI) permitiu testar duas configurações possíveis: a primeira corresponde a configuração do megacontinente Umkondia, onde o Cráton Amazônico (na configuração do Umkondia) estaria unido ou separado da Báltica; a segunda configuração refere-se ao modelo WABAMGO, em que o polo obtido neste trabalho é compatível com a curva de deriva polar aparente traçada para este bloco continental entre 1200 e 860 Ma.

Palavras-chave: Paleomagnetismo. Cráton Amazônico. Suíte Intrusiva Arinos. Umkondia. WABAMGO.

ABSTRACT

Massucato-Silva, J. (2024). *Paleomagnetic study of the Mesoproterozoic Arinos Intrusive Suite, Southwest of the Amazon Craton: implications for the formation of the Rodinia supercontinent* (Master's Dissertation). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo.

The formation of the Rodinia supercontinent is still a subject of debate in literature. Paleomagnetic studies carried out on rocks of 1200–1000 Ma from the Amazonian Craton allow testing models for the paleogeographic configurations in the period prior to the formation of the Rodinia supercontinent, occurred at \approx 1000–900 Ma. In this work, we performed the paleomagnetic study and K–Ar dating (whole rock) on the olivine-diabases of the Arinos Intrusive Suite, which correspond to the sills that cut the sedimentary package of the Dardanelos Formation, both located in the northwest of the Mato Grosso State (Amazonian Craton). The inferred age for the Arinos' sills is 1140 ± 10 Ma, which is consistent with the maximum age for the sedimentary deposition of the Dardanelos Formation, of 1300–1250 Ma determined on detrital zircons from these rocks (U–Pb and Pb–Pb methods). The paleomagnetic study through alternating field (AF) and thermal stepwise demagnetizations revealed a stable characteristic remanent magnetization at southeast (northwest) with low positive (negative) inclinations. The magnetic mineralogy study indicates that this characteristic remanent magnetization is carried by single domain (SD) or pseudo-single domain (PSD) magnetites and/or Ti-poor titanomagnetites. It was calculated the mean direction $D_m=143.9^\circ$, $I_m=28.8^\circ$ ($N=24$, $\alpha_{95}=6.5$, $k=21.7$) and the paleomagnetic pole ARI, located at 54.9°S , 17.8°E ($A_{95}=5.9^\circ$, $K=25.8$), which is classified with reliability of $R=5$. The paleomagnetic pole obtained for the Arinos Suite (ARI pole) allowed to test two possible configurations: the first corresponds to the Umkondia megacontinent, where the Amazonian Craton (in the configuration of Umkondia) were linked or separated from Baltica; the second possible configuration refers to the WABAMGO megacontinent, for which the paleomagnetic pole obtained in this work is compatible with the apparent polar wander path traced for this continental block, between 1200 and 860 Ma.

Keywords: Paleomagnetism. Amazonian Craton. Arinos Intrusive Suite. Umkondia. WABAMGO.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – (a) Reconstrução paleogeográfica do Columbia a 1780 Ma, com a Laurentia na posição atual. (b) Curva de deriva polar aparente (CDPA) da Laurentia, Báltica e Cráton Amazônico para o período de 1780 a 1400 Ma. Os círculos representam os cones de 95% de confiança. **B1-B7**: polos da Báltica; **L1-L7**: polos da Laurentia; **25, 26, 28, 30, 31, 32, 33, 34**: polos da Amazônia. Polo de rotação da Báltica: 45°N, 17,3°E (57,4°). Polo de rotação da Amazônia: 56,6°N; 280,7°E (100,4°). Polo de rotação do Oeste da África: 21,2°N; 307,3°E (-68,7°). Mais detalhes no artigo de D'Agrella-Filho et al. (2021). Fonte: Bispo-Santos et al. (2020) e D'Agrella-Filho et al. (2021). _____ 17

Figura 1.2 – Reconstrução proposta por Pehrsson et al. (2016) para 1440 Ma. Polos paleomagnéticos da Laurentia (L6, L7 e L8), Báltica (B11) e do Cráton Amazônico (A4, A5, A6 e A7) entre 1460 e 1400 Ma, e seus respectivos cones de confiança, estão indicados na figura. Os polos de rotação podem ser consultados em Reis et al. (2022). _____ 18

Figura 1.3 – Reconstruções paleogeográficas para a Laurentia, Baltica e Umkondia em 1100 Ma. (a) Modelo em que a Báltica e o Umkondia se romperiam da Laurentia após 1100 Ma e rotacionariam no sentido horário colidindo com a Laurentia entre 1000 e 900 Ma (formação do Rodínia). (b) Modelo em que o Umkondia estava separado da Báltica. Após 1100 Ma, este mega continente executaria uma rotação horária, colidindo com a Laurentia para formação do Rodínia há 1000–900 Ma. Ao mesmo tempo, a Báltica se separa da Laurentia e colide com o Umkondia e a Laurentia. Setas pretas dentro dos continentes indicam a direção do norte geográfico nas posições atuais dos continentes. Estrela vermelha indica o centro da pluma magmática que deu origem às intrusões magmáticas de 1110 Ma (Choudhary et al., 2019). Fonte: Bispo-Santos et al. (2023). _____ 20

Figura 1.4 – Configuração paleogeográfica do bloco WABAMGO (**West Africa-Baltica-Amazônia-Congo**) proposta por Antonio et al. (2021) para 1100 Ma. O WABAMGO teria rotacionado no sentido horário e se chocado a Laurentia, formando os orógenos Grenvillianos durante a formação do Rodínia. Fonte: Antonio et al. (2021). 21

Figura 2.1 – (a) Mapa geológico com pontos de amostragem paleomagnética. Pontos em azul correspondem aos sítios da Suíte Intrusiva Arinos, em laranja os sítios da Formação Dardanelos, em verde o hornfels e em vinho é o sítio descartado (litologia desconhecida). As coordenadas geográficas dos sítios podem ser consultadas na Tabela 5.2. Fonte: modificado de Rocha (2019). (b) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (limites propostos por Teixeira et al. (2019)). AC: Amazônia Central; AN: cinturão andino; BA: bloco Amapá; BJ: domínio Bacajá; CF: cobertura Fanerozoica (branco); CP: cobertura Pré-Cambriana (amarelo); CI: Complexo Imataca; MI: Maroni-Itacaiúnas; RA: Cráton Rio Apa; RNJ: Rio Negro-Juruena; RS: Rondoniano-San Ignácio; SA: Sunsás-Aguapeí; T: província tectônica Tocantins; VT: Ventuari-Tapajós. Fonte: modificado de Cordani & Teixeira (2007), Tassinari e Macambira (1999) e Teixeira et al. (2019). _____ 25

Figura 2.2 – Localização da área de estudo, no Estado de Mato Grosso, e articulação de folhas de mapeamento geológico. Fonte: modificado de Rocha (2019). _____ 26

Figura 2.3 – Coluna de unidades litoestratigráficas da região de estudo, descritas na Folha Aripuanã e Folha Tapaiuna. Fonte: modificado de Albuquerque & Oliveira (2007), Rocha (2019) e Souza & Abreu-Filho (2007). _____ 27

Figura 2.4 – Arenito róseo, localizado na Chapada dos Caiabis. Furos provenientes da amostragem paleomagnética. Fonte: autoria própria. _____ 31

Figura 2.5 – (a) Diabásio com inclusões, resultantes de atividade hidrotermal. (b) Diabásio de textura afanítica. Nota-se a cor cinza-escuro. Fonte: autoria própria. _____ 32

Figura 3.1 – (a) Esquema das quatro cadeias de decaimento do isótopo de potássio-40. Na figura, estão descritas a energia e as partículas liberadas em cada processo. Em parênteses, a frequência de ocorrência de cada processo na natureza. (b) Diagrama da janela de acumulação de argônio em uma rocha ígnea. Fonte: modificado de Dalrymple & Lanphere, (1970) e Montigny (1989). _____ 36

Figura 3.2 – Efeito diamagnético provocado pelo movimento orbital de dois elétrons. Nas situações (a) e (b) o campo magnético aplicado H e o momento magnético orbital total m_{tot} são nulos. Nas situações (c) e (d) há um campo magnético na direção oposta ao momento magnético total. A frequência de Larmor é $\Delta\omega$. Fonte: modificado de Lanza & Meloni (2006). _____ 39

Figura 3.3 – Representação dos alinhamentos dos momentos magnéticos para os casos de ferromagnetismo *strictu sensu* (a), antiferromagnetismo (b), antiferromagnetismo parasítico ou imperfeito (c) e ferrimagnetismo (d). O vetor da magnetização espontânea total M_S está representado abaixo. Fonte: modificado de Lowrie (2007). 42

Figura 3.4 – Diagrama ternário de óxidos de ferro e titânio. x corresponde a porcentagem de Ti^{4+} na série das titanomagnetitas (em amarelo) e y a porcentagem de Ti^{4+} na série das titanohematitas (em vermelho). z é o grau de oxidação. Em verde, é representada a titanomagnetita com 60% de Ti^{4+} (TM60), presente nas *pillow lavas*. Na série das titanomagnetitas, os minerais nos extremos são de magnetita e ulvospinélio, enquanto na série das titanohematitas, os minerais dos extremos são hematita/magnetita e a ilmenita. A temperatura de Curie/Néel decresce com o aumento da porcentagem de Ti^{4+} . Fonte: modificado de O'Reilly (1984) e Tauxe et al. (2018). 43

Figura 3.5 – (a) Sistema cristalino hexagonal, como o da hematita. A energia de anisotropia magnetocristalina é mínima ao longo do eixo- b (plano basal) da cela, representado pela cor amarela. (b) Sistema cristalino cúbico, como o da magnetita. A energia de anisotropia magnetocristalina é mínima ao longo do eixo $\langle 111 \rangle$ (diagonal do cubo), representado pela cor laranja. (c) Simulação numérica da magnetização adquirida para os eixos $\langle 001 \rangle$ e $\langle 111 \rangle$ da cela cúbica. O campo é aplicado do zero até a saturação e depois, no sentido oposto. Nota-se que, quando a magnetização espontânea é paralela ao eixo $\langle 111 \rangle$, é mais difícil para mudar sua direção. Fonte: adaptado de Tauxe et al. (2018). 46

Figura 3.6 – Cargas de superfície gerando um campo desmagnetizante: (a) na direção do eixo maior num elipsoide prolato; (b) na direção do eixo menor num elipsoide prolato. Fonte: adaptado de (Lowrie, 2007). 50

Figura 3.7 – (a) Relaxação magnética da magnetização remanente com o tempo e (b) dependência do volume do grão e da coercividade no tempo de relaxação de grãos ferromagnéticos de domínio simples à temperatura ambiente. Fonte: Butler (1992). 51

Figura 3.8 – Dependência do formato e do tamanho de um grão de magnetita para o comportamento magnético do mineral. As faixas indicam as zonas de transição de um efeito a outro. Fonte: modificado de M. E. Evans & McElhinny (1969) e Lowrie (2007). 52

Figura 3.9 – Modelo micromagnético dos estados de equilíbrio de pseudo-domínio simples em partículas ferromagnéticas cúbicas. (a) Dependência da razão M_{RS}/M_S com a largura da partícula, mostrando a transição entre os estados de domínio magnético. Fonte: Tauxe et al. (2002, 2018). (b) Projeção dos momentos magnéticos no plano basal dos cubos. Fonte: Schabes & Bertram (1988). 54

Figura 3.10 – Exemplo de curva de MRI com duas componentes de coercividade distintas. A aquisição linear (curva verde) é a obtida em procedimentos de laboratório. As componentes podem ser separadas numa análise do gradiente da MRI, onde são formados modelos para duas componentes (laranja e azul), que quando somadas formam o gradiente total (vermelho). $H_{1/2}$ é o campo necessário para magnetizar metade da população de coercividade e DP é a dispersão da coercividade aparente. Fonte: modificado de Tauxe (1998). 57

Figura 3.11 – (a) Histerese magnética para grãos prolatos de domínio simples. No ponto 1, os domínios magnéticos tendem a se alinhar com o campo externo até chegarem na magnetização de saturação (M_S) para um campo H_S (ponto 2), como mostrado nas figuras (a) e (b). Ao diminuir a intensidade do campo até zero a amostra irá adquirir uma magnetização remanente de saturação (M_{RS} , ponto 3). A coercividade do material é observada pela largura da histerese (H_C) (ponto 4). A coercividade de remanência (H_{CR}) será o campo aplicado no sentido oposto necessário para que a amostra perca toda a sua magnetização remanente, após a retirada do campo. (c) Curva de aquisição da magnetização até a saturação para grãos de multidomínio. (vide detalhes no texto) Fonte: modificado de Butler (1992) e Lanza & Meloni (2006). 59

Figura 3.12 – (a) Representação da onda do campo magnético aplicado na amostra dentro do desmagnetizador por campos alternados. H_{AF} é o campo máximo do ciclo. (b) Zoom do retângulo cinza da figura (a). Ponto 1 com pico de intensidade de 20 mT aplicado na direção “para cima” (up) e ponto 2 com pico em -19,9 mT aplicado na direção “para baixo” (down) e ponto 3 com intensidade de 19,8 mT aplicado na direção “para cima” (up). Fonte: Butler (1992). (c) Esquema de um magnetômetro criogênico com bobinas de campos alternados (AF, do inglês *alternated field*). Este tipo de magnetômetro possui 3 bobinas (eixos x , y e z) que induzem campos alternados. Chamado de desmagnetizador de eixo fixo. Fonte: autoria própria. (d) Esquema de um desmagnetizador rotativo com uma única bobina que gera campos alternados. A amostra é desmagnetizada nos 3 eixos por meio do porta-amostra rotativo. Fonte: autoria própria. 61

Figura 3.13 – Desmagnetização em etapas de duas componentes com diferentes estabilidades magnéticas. (a) e (b) são representações dos vetores de duas componentes: componente secundária, de menor estabilidade (BC) e componente primária (direção característica), de maior estabilidade (AB). (c) Gráfico de intensidade para os casos (a) e (b). (d) Estereograma indicando a mudança das direções entre as etapas 0–3 para a de 3–7. A etapa 0 de vetor total é chamada de magnetização remanente natural (MRN). Fonte: modificado de Lowrie (2007). _____ 64

Figura 3.14 – Esquemas dos espectros de desmagnetização (à esquerda) e os diagramas de Zijdeveld associados a estes espectros (à direita), com projeções horizontais em azul e verticais em verde. (a) A componente de menor estabilidade M_A é removida entre as etapas 1 a 6 de desmagnetização, enquanto a componente de maior estabilidade M_B é removida entre as etapas 6 a 9 de desmagnetização. (b) A componente de menor estabilidade M_A é removida entre as etapas 1 a 4 de desmagnetização, enquanto a componente de maior estabilidade M_B é removida entre as etapas 7 a 9 de desmagnetização. Note que entre as etapas 4 e 7 ocorre sobreposição dos espectros, em que não se define uma reta no diagrama de Zijdeveld. (c) Os espectros de menores e maiores coercividades (M_A e M_B , respectivamente) se sobrepõem, inviabilizando a separação das duas componentes pelo diagrama de Zijdeveld. Fonte: modificado de Butler (1992). _____ 65

Figura 3.15 – Representação geométrica dos cálculos utilizados para determinar a posição do polo geomagnético virtual (PGV) a partir da declinação e inclinação magnética no sítio de amostragem. λ_s e ϕ_s : latitude e longitude do sítio de amostragem; λ_p e ϕ_p : latitude e longitude do PGV; β : diferença longitudinal entre o PGV e o sítio de amostragem; p : colatitude entre o PGV e o sítio de amostragem; dp e dm : semieixos paralelo e perpendicular a p da elipse de confiança do PGV; D : declinação magnética. Fonte: Lanza e Meloni (2006); Lowrie (2007). _____ 70

Figura 3.16 – Orientador (equipamento) utilizado em campo para orientação dos cilindros coletados. Nota-se que ele é inserido no furo de amostragem para a marcação das amostras. _____ 73

Figura 4.1 – (a) Bloco da amostra ARI28 (hornfels). (b) Triturador de rochas do LAGIS-IG-UNICAMP. (c) Banho ultrassônico das amostras moídas. Procedimento realizado no CPGeo-IGc-USP. (d) Imagem de lupa dos grãos selecionados para datação (± 1 mm). Fonte: autoria própria. _____ 75

Figura 4.2 – Fluxograma mostrando a sequência de etapas de preparação para a datação pelo método K–Ar. _ 75

Figura 4.3 – Histogramas das 4 partições da amostra ARI12, mostrando a extração das massas de ^{36}Ar [(a), (d), (g), (j)], ^{38}Ar [(b), (e), (h), (k)] e ^{40}Ar [(c), (f), (i), (l)] por etapa de aquecimento, representado em função da potência do laser de ablação. A massa de Ar^* (argônio radiogênico) liberado pelas amostras (curva preta sobre os histogramas de (c), (f), (i), (l)) teve boa replicabilidade entre as partições. _____ 77

Figura 4.4 – Histogramas das 3 partições da amostra ARI28, mostrando a extração das massas de ^{36}Ar [(a), (d), (g)], ^{38}Ar [(b), (e), (h)] e ^{40}Ar [(c), (f), (i)] por etapa de aquecimento, representado em função da potência do laser de ablação. Nota-se que a massa de Ar^* (argônio radiogênico) liberado pelas amostras (curva preta sobre os histogramas de (c), (f), (i)) não são coerentes. _____ 78

Figura 4.5 – Análise pelo gráfico boxplot da distribuição da concentração de K_2O para os trabalhos de Silva et al. (1980) (em rosa) e de Souza & Abreu-Filho (2007) (em verde). Nota-se que no gráfico rosa, há uma maior dispersão de valores, com terceiro quartil de 0,71% e primeiro quartil de 0,4%, mediana em 0,46% e média em 0,54%. Já no gráfico em verde, o terceiro quartil é de 0,51% e primeiro quartil de 0,34%, com mediana em 0,37% e média em 0,41%. _____ 79

Figura 5.1 – (a) Amostragem paleomagnética, com auxílio da perfuratriz adaptada com broca diamantada. (b) Espécimes de diabásio na bancada do laboratório. (c) Serra-dupla manual do USPMAG. (d) Espécime triturado no almofariz de latão. Fonte: autoria própria. _____ 81

Figura 5.2 – Projeção estereográfica dos planos de acamamento, organizados na Tabela 5.1. Ps_0 e Ps_0' são, respectivamente, os polos médios dos planos de acamamento da zona não-basculada (em vermelho) e da zona basculada (em azul). _____ 82

Figura 5.3 – Representação visual de como os espécimes são nomeados e orientados, tomando o cilindro A do sítio ARI22 como exemplo. As setas representam a orientação do eixo vertical (medida do azimute) e da linha do *plunge* do cilindro coletado (apontada para o topo do furo). Fonte: autoria própria. _____ 84

Figura 5.4 – Curvas termomagnéticas de amostras de diabásio da Suíte Arinos ((a) e (b)) e de amostras de arenito da Formação Dardanelos ((c) e (d)). (a): Curva termomagnética irreversível com aumento da susceptibilidade magnética, típica da presença de magnetita. São identificadas $T_V = -165$ °C e $T_C = 575$ °C. (b): Curva

termomagnética típica da presença de dois minerais, provavelmente titanomagnetita e magnetita, com temperaturas de Curie de 520°C e 580°C, respectivamente. A curva é irreversível, com aumento da susceptibilidade magnética. (c) e (d): Curvas termomagnéticas mostram um comportamento essencialmente paramagnético, com formação de magnetita após o aquecimento, como observado na curva azul (resfriamento). Curvas em vermelho representam a susceptibilidade magnética obtida durante o aquecimento (*heating*) e curvas em azul a susceptibilidade magnética medida com o resfriamento (*cooling*). Em verde, está representada a derivada das curvas de aquecimento, utilizada para inferir a temperatura de Curie/Néel (T_C) e a transição de Verwey (T_V). _____ 88

Figura 5.5 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) em amostras da Suíte Arinos. Em azul, estão representadas as curvas não corrigidas, e em vermelho as curvas de histerese, corrigidas do efeito paramagnético. As curvas de histerese apresentadas são do tipo cintura-fina, e são características de minerais de baixa coercividade. As curvas de MRI atingem a magnetização de saturação a campos inferiores a 0,25 T, indicando a presença de titanomagnetita ou de magnetita nas amostras. M/M_{\max} – momento magnético relativo; H (T) – campo magnético aplicado, em tesla. _____ 89

Figura 5.6 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) de amostras da Formação Dardanelos. Em azul, estão representadas as curvas não corrigidas, e em vermelho as curvas de histerese, corrigidas do efeito paramagnético. As curvas de histerese apresentadas são do tipo pescoço-de-ganso, que é característico da presença de dois minerais com coercividades diferentes, sendo um de menor coercividade (i.e., magnetita) e outro de maior coercividade (hematita). As curvas de MRI reforçam a presença de magnetita e hematita. A magnetização de saturação é superior a 1 T e não foi atingida nestas medidas. M/M_{\max} – momento magnético relativo; H (T) – campo magnético aplicado, em tesla. _____ 90

Figura 5.7 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) das duas amostras de hornfels. Em azul são representadas as curvas de histerese não-corrigidas do efeito paramagnético, e em vermelho são as curvas de histerese corrigidas do efeito paramagnético. Nota-se uma forte componente paramagnética nestas amostras. Curvas de histerese do tipo cintura-fina, características de magnetita. As curvas de MRI atingem a magnetização de saturação a campos inferiores a 0,25 T, reforçando a presença deste mineral. _____ 91

Figura 5.8 – Diagrama de Day (Day et al., 1977), com curvas teóricas para a misturas de grãos SD–MD, SP–PSD e SP–SD (Dunlop, 2002a, 2002b). Sítios dos trabalhos de Dutra (2019) e Massucato-Silva (2021) estão representados pelos quadriláteros, enquanto os novos dados foram plotados como círculos cheios. SD: domínio simples; MD: multidomínio; PSD: pseudo-domínio-simples; SP: superparamagnético. _____ 93

Figura 5.9 – Diagramas FORC para três amostras de olivina-diabásio da Suíte Arinos. Nota-se nos diagramas a estrutura em formato de borboleta, característica de partículas de pseudo-domínio-simples em estado de vórtex. Todos os diagramas foram suavizados por um *smoothing factor* (SF) de 4, indicados pelo próprio programa como sendo o melhor ajuste para melhora da razão sinal/ruído. _____ 94

Figura 5.10 – Exemplos de desmagnetizações térmicas e por campos alternados de sítios com direção sudeste de inclinação positiva (a e b) e sítios com direção noroeste de inclinação negativa (c e d). São mostradas, da esquerda para a direita, a rede estereográfica, as projeções ortogonais e a curva de intensidade relativa (M/M_{\max} em função do campo H (mT) ou da temperatura (°C)). As direções características (ChRM – redes estereográficas) ajustadas pela análise de componentes principais (Kirschvink, 1980) estão representadas no diagrama de Zijdeveld como a reta vermelha. _____ 97

Figura 5.11 – Direções características da amostra G2 do sítio ARI36 e da amostra H2 do sítio ARI38. São mostradas, da esquerda para a direita, a rede estereográfica, as projeções ortogonais e a curva de intensidade relativa (M/M_{\max} em função do campo H (mT)). Desmagnetizações térmicas não foram consideradas na análise, pois não forneceram direções estáveis. Nota-se a existência de uma componente menos coerciva entre 0 e ~40 mT (ChRM–) com direção SW (positiva) e outra mais coerciva a mais de 40 mT (ChRM+) de direção SE ou NW. O portador das direções menos coercivas é, provavelmente, a magnetita, enquanto a hematita é, provavelmente, o portador das direções mais coercivas (possivelmente uma direção secundária). _____ 98

Figura 5.12 – (a) Direções médias para todos os sítios. Sítios em amarelo representam as rochas sedimentares da Formação Dardanelos, e os sítios em azul representam a Suíte Arinos. Círculos abertos são direções com inclinação negativa, enquanto círculos fechados representam inclinações positivas. (b) Direções médias para os sítios com direção SE (NW), com inclinação positiva (negativa) após corte de 30°. Teste de aleatoriedade de Watson (1956a, 1983) implica que a hipótese nula de que as duas direções são iguais e antipodais não pode ser rejeitada dentro do

nível de 5% de significância. (c) Sítios com direções NW de inclinação negativa foram rebatidos para SE para o cálculo da direção média (em vermelho): $D_m=143,9^\circ$, $I_m=28,8^\circ$ ($N=24$, $\alpha_{95}=6,5$, $k=21,7$). (d) Direções médias dos sítios da Formação Dardanelos plotados em (c): $D_m=146,4^\circ$, $I_m=27,0^\circ$ ($N=10$, $\alpha_{95}=7,5^\circ$, $k=42,21$). (e) Direções médias dos sítios da Suíte Arinos plotados em (c): $D_m=141,9^\circ$, $I_m=30,2^\circ$ ($N=14$, $\alpha_{95}=10,3^\circ$, $k=15,75$). (f) Teste de aleatoriedade de (Watson, 1956a, 1983) implica que a hipótese nula de que as duas direções são iguais não pode ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância. Nota-se na figura que os dois círculos de confiança (α_{95}) englobam as duas direções médias calculadas, mostrando que elas são estatisticamente iguais. (g) Projeção ortográfica dos PGVs (em preto) e do polo paleomagnético ARI (em vermelho) localizado em $54,9^\circ\text{S}$; $17,8^\circ\text{E}$ ($A_{95}=5,9^\circ$, $K=25,8$). A localização geográfica dos sítios de amostragem está representada pela estrela amarela.

100

Figura 6.2 – Curva de deriva polar aparente para o Cráton Amazônico traçada para polos entre 1440 e 1100 Ma. Quadrados na cor laranja representam os PGVs da Suíte Intrusiva Arinos, enquanto os polos e seus respectivos círculos de confiança estão representados em amarelo. Latitude e longitude dos polos podem ser consultadas na Tabela 5.4. Nota-se que o alongamento dos PGVs acompanha a direção da CDPA. A1: rochas sedimentares Rio Branco; A2: soleiras Salto do Céu; A3: diques Nova Guarita; A4: intrusivas Indiavaí; NF: Formação Nova Floresta; FF: Formação Fortuna; ARI: Suíte Intrusiva Arinos; HU: Suíte Intrusiva Huanchaca.

107

Figura 6.3 – Análise espectral do gradiente da MRI (Egli, 2003) para 4 sítios de diabásio da Suíte Intrusiva Arinos, onde são observadas ao menos 2 componentes para um bom ajuste. As coercividades aparentes das componentes se encontram na Tabela 6.4. As faixas pintadas representam a análise do erro dos modelos ajustados.

109

Figura 6.3 – Reconstrução paleogeográfica do Umkondia (Cawood & Pisarevsky, 2017; Choudhary et al., 2019), Báltica e Laurentia para ~1140 Ma (figuras acima) e para ~1100 Ma (figuras abaixo). Os polos de rotação e símbolos dos polos na reconstrução de 1140 Ma podem ser consultados na Tabela 6.5, enquanto para 1100 Ma eles podem ser consultados no trabalho de Bispo-Santos et al. (2023). A configuração A mostra o Cráton Amazônico ligado à Báltica (modelo SAMBA; Johansson (2009, 2014)), enquanto a configuração B considera o Cráton Amazônico/Oeste da África como sendo blocos separados da Báltica/Laurentia (Cawood & Pisarevsky, 2017; Pisarevsky et al., 2014). LA: Laurentia; BA: Báltica; AM: Amazônia; WA: Oeste da África; K: Kalahari; SF: São Francisco; CG: Congo; IN: Índia. Setas pretas dentro dos blocos cratônicos indicam a direção do norte geográfico referentes às suas posições atuais.

113

Figura 6.4 – CDPA entre ~1200 e ~850 Ma para a configuração do WABAMGO (**W**est **A**frica-**B**altica-**A**ma-**Z**on-**C**on**G**O) com relação à Báltica na posição atual (Antonio et al., 2021). Polo da Suíte Intrusiva Arinos (ARI) se encontra próximo ao polo AM2 (Formação Fortuna) de ~1149 Ma. Polos em amarelo representam os polos do Cráton Amazônico; polos em bege representam o Oeste da África, polos em laranja representam o Cráton São Francisco-Congo, polos em vermelho representam a Báltica. Posições dos polos podem ser consultadas no trabalho de Antonio et al. (2021).

114

LISTA DE TABELAS

- Tabela 3.1 – Propriedades dos principais minerais ferromagnéticos. Compilado de Dunlop & Özdemir (1997), Lanza & Meloni (2006) e Lowrie (2007). _____ 49
- Tabela 3.2 – Critérios de confiabilidade R para um polo paleomagnético, segundo o trabalho de Meert et al. (2020). _____ 71
- Tabela 4.1 – Idades resultantes para diferentes teores de K₂O. O teor de 0,41% de K₂O representa a média dos resultados obtidos por Souza & Abreu-Filho (2007). A média dos resultados obtidos por Silva et al. (1980) concebe a média de 0,54%. O teor de 0,47% corresponde à média global dos dois trabalhos citados acima. O teor de 0,51% provém da análise geoquímica da amostra MC211, localizada próxima ao sítio ARI12 (Souza & Abreu-Filho, 2007). O teor de 0,71% corresponde ao limite superior do conjunto de análises realizadas por Silva et al. (1980). _____ 80
- Tabela 5.1 – Atitudes dos planos de acamamento dos arenitos na zona não-basculada (S0) e da zona basculada (S0'). Fonte: Rocha (2019). _____ 82
- Tabela 5.2 – Localização dos pontos de amostragem e suas respectivas unidades geológicas, como apresentado na Figura 2.1. Sítios ARI01 ao ARI21 fizeram parte do trabalho de Dutra (2019) e de Massucato-Silva (2021). Sítios ARI22 ao ARI39 são da nova amostragem, realizada em agosto de 2021. _____ 83
- Tabela 5.3 – Parâmetros magnéticos obtidos através das curvas de histerese e de MRI para os sítios ARI01 a ARI39. Somente os parâmetros obtidos neste trabalho foram normalizados pela massa. Sítio ARI28 teve dois espécimes medidos: um do cilindro A e outro do cilindro C, devido a heterogeneidade dos espécimes. Ao lado, são mostrados os símbolos (diamante ou círculo) presentes na legenda da Figura 5.8. _____ 92
- Tabela 5.4 – Resultados paleomagnéticos da Suíte Intrusiva Arinos e da Formação Dardanelos. _____ 99
- Tabela 6.1 – Análise geoquímica de 5 amostras de diabásio da Suíte Arinos, realizadas na UFRGS e apresentadas por Silva et al. (1980). A porcentagem de K₂O considerada para o cálculo das idades está destacada em vermelho (amostras PT-12.2 e PT-14.3). Fonte: Silva et al. (1980). _____ 101
- Tabela 6.2 – Resultados comparativos entre as idades obtidas por Tassinari et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1978) com as idades obtidas neste trabalho, seguindo a análise geoquímica publicada por Silva et al. (1980). Nota-se uma diferença de idade de quase 300 Ma para a amostra PT-12.2 e de quase 30 Ma para a amostra PT-14.3. _____ 102
- Tabela 6.3 – Polos paleomagnéticos para o Cráton Amazônico selecionados para idades entre 1440 e 1100 Ma. _____ 107
- Tabela 6.4 – Parâmetros ajustados para as componentes da análise do espectro da MRI da Figura 6.3. Método de Egli (2003). _____ 110
- Tabela 6.5 – Reconstrução paleogeográfica do UMKONDIA com relação à Laurentia e à Báltica em ~1140 Ma na configuração A (modelo SAMBA de Johansson (2009)). Para chegar na configuração B de rotação horária do Umkondia (crátons indicados com um *), foi utilizado o polo 68,64°N; 280,58°E (-43,82°). _____ 112

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	22
2.1. PROVÍNCIAS TECTÔNICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO	22
2.2. LOCAL DE ESTUDO	26
2.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO ESTUDADA	27
2.3.1. Embasamento	28
2.3.2. Intrusões vulcânicas e plutônicas	29
2.3.3. Grupo Caiabis	30
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	33
3.1. GEOCRONOLOGIA	33
3.1.1. Decaimento Radioativo	33
3.1.2. Princípios do método K–Ar	34
3.1.3. Método K–Ar “sem spike”	37
3.2. PALEOMAGNETISMO E MAGNETISMO DE ROCHAS	38
3.2.1. Propriedades magnéticas dos sólidos	38
3.2.2. Minerais ferromagnéticos	43
3.2.3. Anisotropias de partículas magnéticas	45
3.2.4. Aquisição da magnetização remanente em rochas	50
3.2.5. Separação das componentes da magnetização	60
3.2.6. Testes de estabilidade magnética	66
3.2.7. Direções da magnetização e polo paleomagnético	67
3.2.8. Amostragem paleomagnética	72
4. ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	74
4.1. METODOLOGIA	74
4.2. RESULTADOS DA DATAÇÃO K–AR	76
5. ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA	81
5.1. METODOLOGIA	81
5.1.1. Amostragem paleomagnética	81
5.1.2. Desmagnetização térmica e por campos alternados	84
5.1.3. Curvas termomagnéticas	85
5.1.4. Curvas de histerese, diagramas FORC e curvas de magnetização remanente isoterma	86
5.2. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS	86
5.2.1. Características magnéticas das amostras	86
5.2.2. Direções da magnetização remanente característica e polo paleomagnético	95
6. DISCUSSÕES GERAIS	101
6.1. IDADE DA SUÍTE INTRUSIVA ARINOS	101
6.2. CONFIABILIDADE DO POLO PALEOMAGNÉTICO	103
6.3. CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE E DISTRIBUIÇÃO DOS PGV's	105
6.4. RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS	110
7. CONCLUSÕES	115
REFERÊNCIAS	117

1. INTRODUÇÃO

Sabe-se que a Terra é um planeta dinâmico, que passou por diversas transformações ao longo de sua existência. Os cinturões orogênicos e os aulacógenos são feições geológicas que representam cicatrizes da dinâmica continental, os quais são decorrentes das colisões de blocos continentais, chamados de *crátons*, que se mantiveram tectonicamente estáveis durante essas colisões.

Os supercontinentes podem ser definidos como uma assembleia de blocos continentais que se mantiveram coesos por períodos de 500 Ma, em média (Rogers & Santosh, 2004). Segundo estes autores, os supercontinentes reapareceram em ciclos de 250 Ma ao longo da história geológica. O mais recente deles é o Pangeia, que teve seu máximo empacotamento continental há ≈ 250 Ma, devido a amalgamação do Gondwana (≈ 500 Ma) com outros blocos continentais que compunham a Laurásia (Rogers & Santosh, 2004).

Atualmente, admite-se a existência de mais dois supercontinentes, que se consolidaram durante o Éon Proterozoico. São eles o Columbia/Nuna (≈ 1800 – 1600 Ma) e o Rodínia/Palaepangea (≈ 1000 – 900 Ma). Alguns autores acreditam que existiu outro supercontinente durante o Arqueano (Aspler & Chiarenzelli, 1998; Hawkesworth et al., 2010; Piper, 2003; Rogers & Santosh, 2004), mas devido às ações do intemperismo e a constante reciclagem de material litosférico, é muito difícil encontrar rochas arqueanas que possam ser utilizadas em estudos que comprovem sua existência. Em todo caso, a existência de supercrátons (Bleeker, 2003) têm sido propostos, tais como o supercráton Vaalbara, formado pelos crátons Kaapvall e Pilbara (de Kock et al., 2009) o supercráton Zingarn, formado pelos crátons Zimbabwe e Rhodesia (Smirnov et al., 2013), e o supercráton Supervaalbara, incluindo parte do cráton do São Francisco e os crátons Superior, Wyoming, Kola-Karelia, Zimbabwe, Kaapvaal, Tanzânia, Yilgarn e Pilbara (Salminen et al., 2019).

O paleomagnetismo é a única ferramenta de estudo que pode fornecer evidências quantitativas acerca da paleogeografia destes supercontinentes. Através da determinação da magnetização remanente gravada pelas rochas, a qual pode perdurar por bilhões de anos, podemos determinar a posição dos blocos continentais no passado geológico (Butler, 1992). Conhecendo a localização dos polos paleomagnéticos para várias idades, é possível construir as curvas de deriva polar aparente (CDPA) para cada um dos blocos continentais. Sendo assim, blocos coesos possuem CDPA's semelhantes, tornando possível determinar as posições relativas destes blocos (Butler, 1992; Rogers & Santosh, 2004).

O Cráton Amazônico é um dos blocos continentais mais importantes para o estudo dos supercontinentes. Sua evolução se deu de nordeste para sudoeste, resultante de uma longa história de crescimento litosférico através da evolução de arcos magmáticos e de processos colisionais que ocorreram entre o final do Arqueano e o Neoproterozoico (e.g., Cordani & Teixeira, 2007). Muito provavelmente, ele participou da formação dos supercontinentes Columbia e Rodínia durante a sua evolução geológica Paleoproterozoica, (e.g., Bispo-Santos et al., 2014, 2020; D’Agrella-Filho et al., 2022; 2021; Evans & Mitchell, 2011; Johansson, 2009, 2014; Li et al., 2008). Na formação do Columbia, o Cráton Amazônico estava unido à Báltica, segundo o modelo SAMBA (South AMerica and BAltica) proposto por Johansson (2009). Juntamente com o Cráton Oeste da África, a Laurentia e a Sibéria, eles formaram o núcleo do Columbia há cerca de 1780 Ma atrás (Figura 1.1; D’Agrella-Filho et al., 2022).

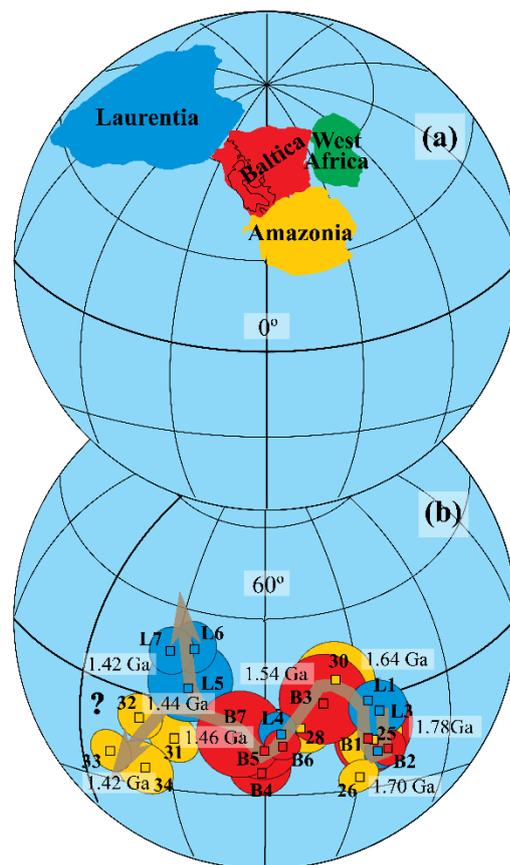


Figura 1.1 – (a) Reconstrução paleogeográfica do Columbia a 1780 Ma, com a Laurentia na posição atual. (b) Curva de deriva polar aparente (CDPA) da Laurentia, Báltica e Cráton Amazônico para o período de 1780 a 1400 Ma. Os círculos representam os cones de 95% de confiança. **B1-B7**: polos da Báltica; **L1-L7**: polos da Laurentia; **25, 26, 28, 30, 31, 32, 33, 34**: polos da Amazônia. Polo de rotação da Báltica: 45°N, 17,3°E (57,4°). Polo de rotação da Amazônia: 56,6°N; 280,7°E (100,4°). Polo de rotação do Oeste da África: 21,2°N; 307,3°E (-68,7°). Mais detalhes no artigo de D’Agrella-Filho et al. (2021). Fonte: Bispo-Santos et al. (2020) e D’Agrella-Filho et al. (2021).

A época em que o Cráton Amazônico se rompe da Báltica para a formação do Rodínia ainda é controversa. Dados paleomagnéticos obtidos para rochas provenientes do Cráton

Amazônico (Suítes Intrusivas Nova Guarita, Figueira Branca e Salto do Céu e Rochas Sedimentares Rio Branco), de idades entre 1440 e 1420 Ma, admitem duas hipóteses: a primeira é a de que o Cráton Amazônico se separou da Báltica entre 1530 e 1440 Ma (Figura 1.1; Bispo-Santos et al., 2020) e a segunda é a de que houve uma rotação anti-horária do bloco composto pelos Crátos Amazônico e Oeste da África em relação à Báltica, preservando ainda a integridade do Columbia em 1420 Ma (Bispo-Santos et al., 2020; D’Agrella-Filho et al., 2016a, 2016b, 2021, 2022). Nesta segunda hipótese, a configuração mais provável para a configuração destes blocos há 1440 Ma é a proposta por Pehrsson et al. (2016) (vide também D’Agrella-Filho et al., 2022; Reis et al., 2022), como mostrado na Figura 1.2:

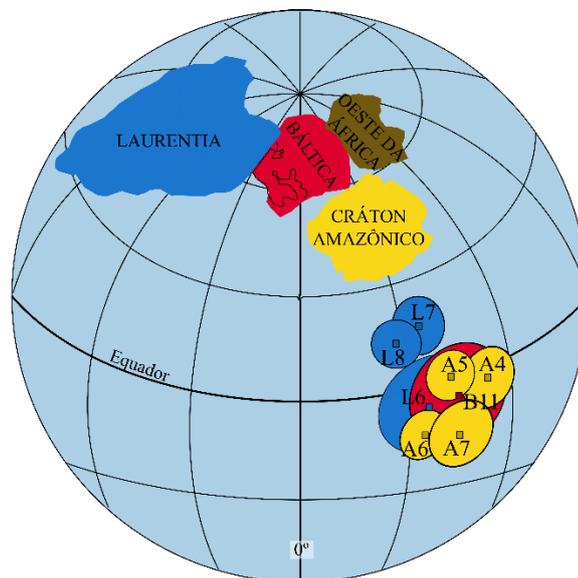


Figura 1.2 – Reconstrução proposta por Pehrsson et al. (2016) para 1440 Ma. Polos paleomagnéticos da Laurentia (L6, L7 e L8), Báltica (B11) e do Cráton Amazônico (A4, A5, A6 e A7) entre 1460 e 1400 Ma, e seus respectivos cones de confiança, estão indicados na figura. Os polos de rotação podem ser consultados em Reis et al. (2022).

Com relação a formação do Rodínia, a colisão do Cráton Amazônico com a Laurentia, ao longo dos cinturões orogênicos Sunsás e Grenville, respectivamente, tem sido sugerido, pelo menos, desde a década de 1990 (e.g., Sadowski & Bettencourt, 1996). Entretanto, diferentes modelos têm sido propostos em relação à época e a dinâmica ocorrida durante esta colisão (e.g., Antonio et al., 2021; Bispo-Santos et al., 2023; Cawood & Pisarevsky, 2017; Choudhary et al., 2019; Johansson, 2014; Johansson et al., 2022; Li et al., 2008; Martin et al., 2020a; Tohver et al., 2002, 2004).

Tohver et al. (2002) sugere uma colisão oblíqua do Cráton Amazônico com a Laurentia há cerca de 1200 Ma, ao longo dos cinturões Sunsás e Llano (cinturão Grenville na atual costa do Texas – EUA), respectivamente, com base no polo paleomagnético que eles obtiveram para a Formação Nova Floresta, bem datada em 1198 ± 3 Ma (vide também Tohver et al., 2004). Estes autores sugerem que após a colisão oblíqua, houve um movimento transcorrente do

Cráton Amazônico em relação à Laurentia até a atual região do Labrador, na América do Norte, com a conseqüente colisão com a Báltica há cerca de 1000 Ma. Apesar de o modelo de transcorrência proposto por estes autores receber apoio geológico (Ibañez-Mejia, 2020; Ibañez-Mejia et al., 2011) e paleomagnético (Formação Fortuna – 1150 Ma; D’Agrella-Filho et al., 2008), dados paleomagnéticos recentes obtidos para a Suíte Intrusiva Huanchaca, bem datada em 1100 Ma, não apoiam esta hipótese (Bispo-Santos et al., 2023). Por outro lado, uma colisão frontal do Cráton Amazônico com a Laurentia ao longo da região do Labrador, vem sendo defendida por outros autores (e.g., Antonio et al., 2021; Bispo-Santos et al., 2023; Cawood & Pisarevsky, 2017; Choudhary et al., 2019; Johansson, 2014; Johansson et al., 2022; Li et al., 2008; Martin et al., 2020).

Recentemente, com base em dados geológicos e paleomagnéticos (parcialmente), Choudhary et al. (2019) propuseram um mega continente composto por Amazônia, Oeste da África, Congo-São Francisco, Kalahari e Índia, que teria existido há ≈ 1100 Ma, ao qual eles denominaram de Umkondia. Este mega continente teria se chocado com a Laurentia (e outros crátons) há cerca de 1000–900 Ma, formando o supercontinente Rodínia. Recentemente, este modelo teve o apoio do polo paleomagnético obtido para a Suíte Intrusiva Huanchaca, datado em 1100 Ma (Bispo-Santos et al., 2023). Estes autores propuseram dois possíveis modelos:

- (i) O primeiro deles supõe que o Cráton Amazônico (na formação do Umkondia) estaria ainda unido à Báltica há 1100 Ma, como no supercontinente Columbia. Após 1100 Ma, a Báltica (juntamente com Umkondia) se romperia da Laurentia e executaria um movimento de rotação horária, até se chocar novamente com a Laurentia formando o Rodínia há 1000–900 Ma (Figura 1.3a).
- (ii) No segundo modelo, o Umkondia estaria separado da Báltica há 1100 Ma (Figura 1.3b). Após 1100 Ma, a Báltica se separa da Laurentia e executa um movimento de rotação horária, colidindo novamente com a Laurentia. Ao mesmo tempo, o Umkondia também executa um movimento de rotação horário, colidindo com a Laurentia e a Báltica há cerca de 1000–900 Ma. Cawood & Pisarevsky (2017) também propõem a ruptura da Báltica e rotação horária após 1100 Ma, embora que para estes autores, o Cráton Amazônico (unido ao Oeste da África), representaria um bloco independente desde o Paleoproterozoico, não tendo participado do Columbia (vide Pisarevsky et al., 2014) e que teria se chocado com a Laurentia somente há 1000–900 Ma.

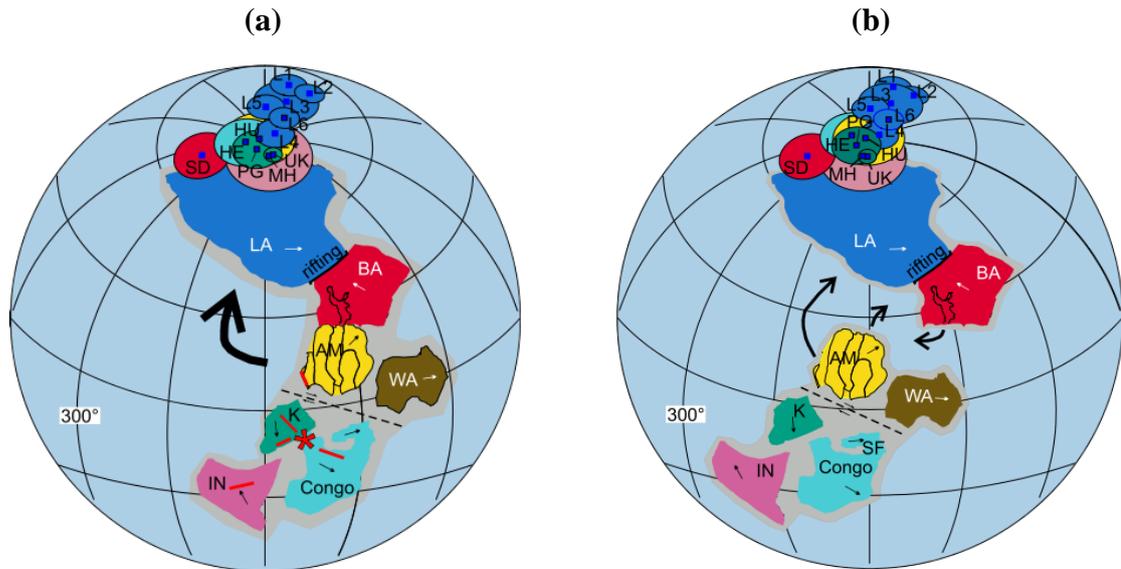


Figura 1.3 – Reconstruções paleogeográficas para a Laurentia, Baltica e Umkondia em 1100 Ma. (a) Modelo em que a Báltica e o Umkondia se romperiam da Laurentia após 1100 Ma e rotacionariam no sentido horário colidindo com a Laurentia entre 1000 e 900 Ma (formação do Rodínia). (b) Modelo em que o Umkondia estava separado da Báltica. Após 1100 Ma, este mega continente executaria uma rotação horária, colidindo com a Laurentia para formação do Rodínia há 1000–900 Ma. Ao mesmo tempo, a Báltica se separa da Laurentia e colide com o Umkondia e a Laurentia. Setas pretas dentro dos continentes indicam a direção do norte geográfico nas posições atuais dos continentes. Estrela vermelha indica o centro da pluma magmática que deu origem às intrusões magmáticas de 1110 Ma (Choudhary et al., 2019). Fonte: Bispo-Santos et al. (2023).

Recentemente, com base em dados paleomagnéticos, Antonio et al. (2021) também propuseram a existência de um mega continente que teria permanecido unido entre 1200 e 800 Ma, composto por Oeste da África, Amazônia, Báltica e Congo-São Francisco, o qual eles denominaram **WABAMGO** (**W**est **A**frica-**B**altica-**A**mazonia-**C**ongo; Figura 1.4). Tal como Choudhary et al. (2019) e Bispo-Santos et al. (2023) que sugerem a colisão do Umkondia com a Laurentia, Antonio et al. (2021) sugerem que o mega continente **WABANGO**, possivelmente unido ao Kalahari, realizou um movimento de rotação horária, em forma de V, até a sua colisão com a Laurentia há 1000–900 Ma, formando o Rodínia.

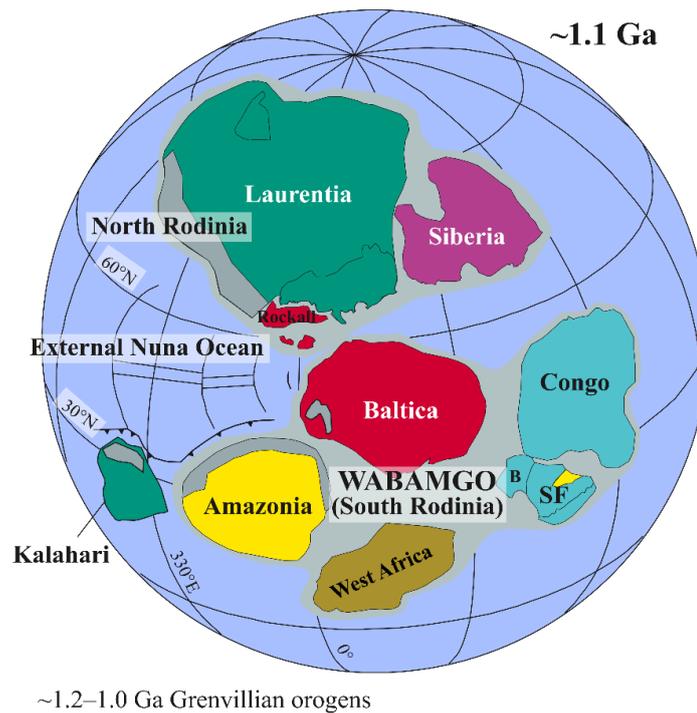


Figura 1.4 – Configuração paleogeográfica do bloco WABAMGO (West Africa-Baltica-Amazônia-Congo) proposta por Antonio et al. (2021) para 1100 Ma. O WABAMGO teria rotacionado no sentido horário e se chocado a Laurentia, formando os orógenos Grenvillianos durante a formação do Rodínia. Fonte: Antonio et al. (2021).

Diante dos vários modelos propostos para a formação do Columbia, sua ruptura e a posterior formação do Rodínia, nota-se a necessidade de que novos polos de referência Paleozoicos sejam determinados para o Cráton Amazônico. Assim, este trabalho tem como objetivo realizar o estudo paleomagnético e geocronológico das soleiras máficas da Suíte Mesoproterozoica Arinos (porção sudoeste do Cráton Amazônico), na tentativa de aumentar a base de dados paleomagnéticos Mesoproterozoicos do Cráton Amazônico e melhor entender a dinâmica deste cráton na formação do supercontinente Rodínia.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.1. PROVÍNCIAS TECTÔNICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico é um dos maiores do mundo, abrangendo uma área de ~ 4.400.000 km², sendo que a maior parte dela está dentro do território brasileiro (Tassinari et al., 2000; Tassinari & Macambira, 1999). Com base em dados geocronológicos e correlações geológicas, estes autores subdividiram o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, sendo elas: Província Amazônia Central (AC; > 2600 Ma), Província Maroni-Itacaiunas (MI; 2450–1950 Ma), Província Ventuari-Tapajós (VT; 2010–1800 Ma), Rio Negro-Juruena (RNJ; 1820–1600 Ma), Rodoniano-San Ignacio (RS; 1590–1300 Ma) e Sunsás-Aguapeí (AS; 1200–950 Ma) (Figura 2.1b). Embora outras subdivisões tenham sido propostas (e.g., Santos et al., 2000), este trabalho adotará a subdivisão inicialmente proposta por Tassinari & Macambira (1999), já que ela tem sido seguida por outros autores (e.g., Cordani et al., 2009; Cordani & Teixeira, 2007; Teixeira et al., 2010, entre outros).

A Província Amazônia Central (AC), formada pelo terreno de Xingu-Iricoumé, corresponde a província mais antiga do Cráton Amazônico. Segundo Teixeira et al. (1989), o bloco passou pelo processo de cratonização durante o Proterozoico, com idades K–Ar de resfriamento entre 3300–1750 Ma. Uma característica tectônica regional marcante desta província é a presença de metamorfismo de alto grau, com granitos e *greenstone belts* de 2600–3200 Ma (Cordani & Teixeira, 2007). A província AC também foi caracterizada por episódios de reativação crustal durante o Paleoproterozoico, que originou os complexos anorogênicos (i.e., soleiras e diques máficos da Suíte Avanavero e intrusões graníticas alcalinas) (Cordani & Teixeira, 2007).

A Província Maroni-Itacaiunas (MI) se estende por 1500 km no Escudo das Guianas e Montanhas Bakhuis (Cordani & Teixeira, 2007; Reis et al., 2013; Tassinari & Macambira, 2004), contornando a parte norte-nordeste da província AC. É majoritariamente formada por rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas em fácies de xisto-verde a anfíbolito de idade de 2260–2200 Ma (Reis et al., 2013; Tassinari et al., 2000).

A Província Ventuari-Tapajós (VT) é majoritariamente formada por rochas graníticas e félsicas, de assinatura isotópica $\epsilon_{Nd(t)}$ positiva, associada a eventos de subducção de litosfera oceânica. Não há presença de metamorfismo de alto grau, como nas províncias citadas acima. Há evidências geológicas e isotópicas de que a província VT foi formada pela amalgamação de terrenos em arcos magmáticos, apresentando um *trend* na direção NW–SE, cessando o processo acrescionário por volta de 1810 Ma (Cordani & Teixeira, 2007).

Os principais litotipos da província VT são complexos graníticos-gnáissicos cálcio-alcalinos, com algumas associações vulcânicas máficas, formadas no contexto de extensão da crosta. A geração de aulacógenos e bacias vulcano-sedimentares intracratônicas anorogênicas estão associados ao último estágio de cratonização (Cordani & Teixeira, 2007).

A Província Rio Negro-Juruena (RNJ) é predominantemente constituída por rochas graníticas e granodioríticas, com *trend* estrutural na direção NW–SE, seguida por um *overprint* estrutural de direção NE–SW (Teixeira et al., 1989). Dados geocronológicos e isotópicos indicam que esta província se formou logo após a cratonização da província VT. As assinaturas isotópicas $\epsilon_{Nd(t)}$ variam de +4 a –2, indicando a contribuição de magma juvenil, além da reciclagem de crosta durante sua evolução (Cordani & Teixeira, 2007). O processo de formação de RNJ ocorreu de forma similar à sua vizinha Ventuari-Tapajós, onde suas fronteiras são limitadas pela cobertura sedimentar do Supergrupo Roraima e pelas falhas de cavalgamento WNW–ESE (Cordani & Teixeira, 2007).

Grande parte da cobertura vulcano-sedimentar presente na província RNJ, com idades entre 1450 e 1400 Ma, provém de bacias tipo rifte abortado (aulacógenos) de ambiente intracratônico anorogênico, possivelmente sendo reflexo dos processos de colisão continental das províncias mais jovens. A assinatura isotópica da cobertura é positiva, com modelos de idade Sm–Nd coerentes com a idade de cristalização (Cordani & Teixeira, 2007; Santos et al., 2000b). Também são encontradas rochas vulcânicas e plutônicas ácidas a intermediárias, com idades entre 1650 e 1600 Ma, associadas a arcos magmáticos de origem mantélica (Teixeira et al., 1989).

Uma das características mais marcantes da Província Rondoniano-San Ignácio (RS) foi a formação do orógeno colisional San Ignácio (1320 Ma), que culminou nos escudos Mesoproterozoicos do Centro-Norte brasileiro e na província de Santa Cruz na Bolívia (Cordani & Teixeira, 2007; Santos et al., 2000). Diferente das províncias citadas acima, a província RS foi formada com a colisão continente-continente do proto-Cráton Amazônico com um microcontinente de grande espessura crustal (Cordani & Teixeira, 2007).

O embasamento da província RS é predominantemente migmatítico, granítico e granodiorítico, com a presença de algumas fácies anfibólitas de 1450–1250 Ma (Teixeira et al., 1989). São encontrados cinturões metamórficos de diferentes graus, associados às grandes zonas de cisalhamento e plútons com $\epsilon_{Nd(t)} < 0$, dos quais corroboram com a hipótese de colisão continental (Cordani & Teixeira, 2007).

As análises geológicas da Província Sunsás-Aguapeí (SA) apontam que o terreno se tratava de uma margem passiva, que passou por metamorfismo de baixo a médio grau durante a colisão continental. Associado ao evento colisional, são encontrados corpos graníticos sin- e pós-tectônicos (Cordani & Teixeira, 2007; Litherland, 1986).

Durante a orogenia Sunsás, intrudiram diversos corpos álcali-graníticos e rochas vulcânicas máficas nas áreas já cratonizadas das províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniano-San Ignacio (Bettencourt et al., 1999; Cordani & Teixeira, 2007; Teixeira et al., 1989).

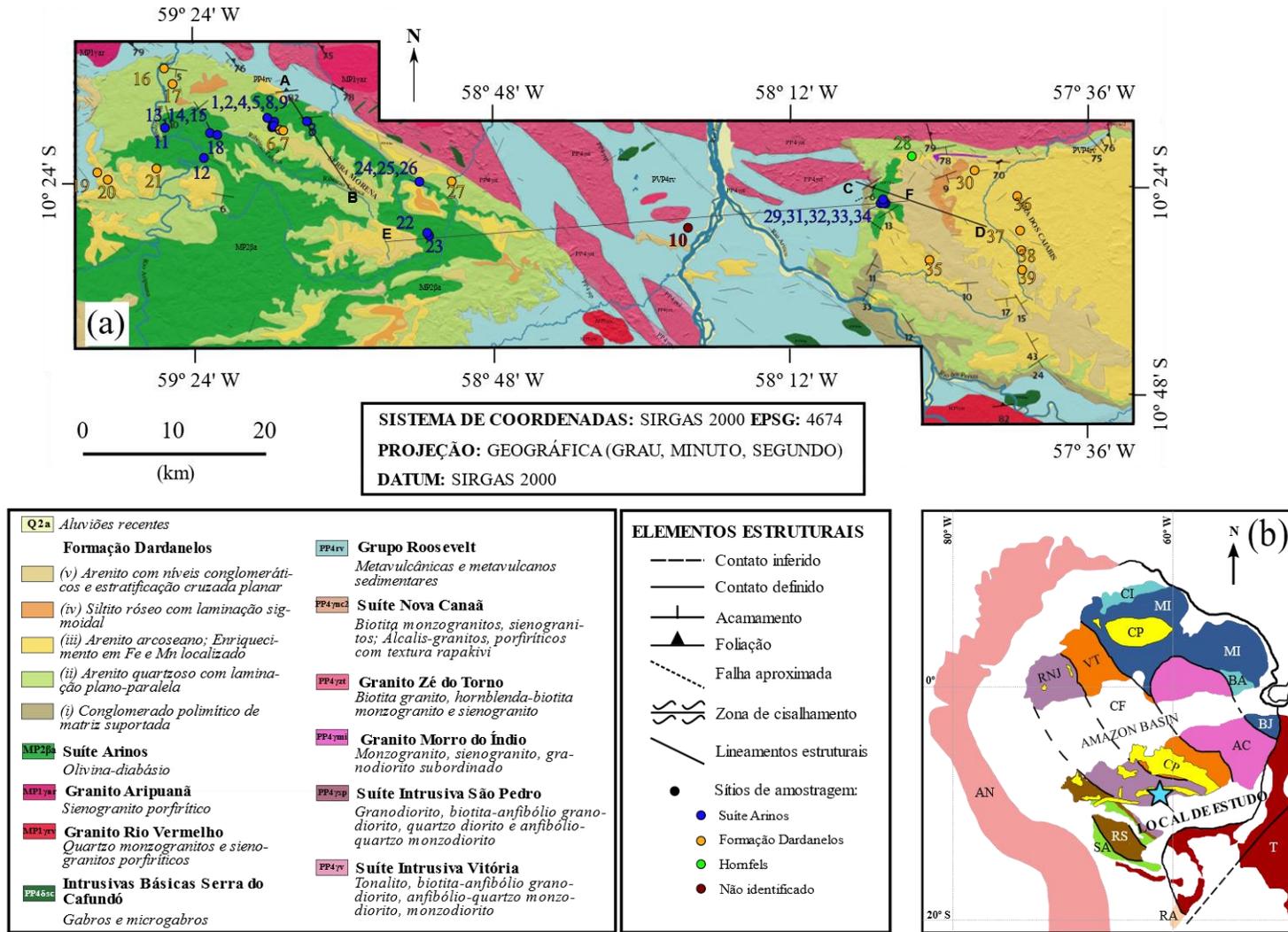


Figura 2.1 – (a) Mapa geológico com pontos de amostragem paleomagnética. Pontos em azul correspondem aos sítios da Suíte Intrusiva Arinos, em laranja os sítios da Formação Dardanelos, em verde o hornfels e em vinho é o sítio descartado (litologia desconhecida). As coordenadas geográficas dos sítios podem ser consultadas na Tabela 5.2. Fonte: modificado de Rocha (2019). (b) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (limites propostos por Teixeira et al. (2019)). AC: Amazônia Central; AN: cinturão andino; BA: bloco Amapá; BJ: domínio Bacajá; CF: cobertura Fanerozoica (branco); CP: cobertura Pré-Cambriana (amarelo); CI: Complexo Imataca; MI: Maroni-Itacaiúnas; RA: Cráton Rio Apa; RNJ: Rio Negro-Juruena; RS: Rondoniano-San Ignácio; SA: Sunsás-Aguapeí; T: província tectônica Tocantins; VT: Ventuari-Tapajós. Fonte: modificado de Cordani & Teixeira (2007), Tassinari e Macambira (1999) e Teixeira et al. (2019).

2.2. LOCAL DE ESTUDO

A área estudada está localizada a noroeste do Estado do Mato Grosso, no distrito de Japuira, próxima às cidades de Aripuanã, Tatuí, Juruena, Juína e Paranorte (Figura 2.2). Faz parte da cobertura sedimentar do Domínio Roosevelt-Aripuanã (1790–1740 Ma) da província tectônica Rio Negro-Juruena do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004; Cordani & Teixeira, 2007).

Devido à ocorrência de depósitos de manganês, ferro e ouro, a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) desenvolveu dois trabalhos de mapeamento geológico na região. A Folha Aripuanã (SC.21–Y–A) (Albuquerque & Oliveira, 2007) cobre o oeste da Suíte Arinos, correspondendo a Serra Morena. Já a Folha Tapaiuna (SC.21–Y–B) (Souza & Abreu-Filho, 2007) mapeia a Serra dos Caiabis, na porção leste (Figura 2.2). As unidades geológicas que compõem a área de estudo (Figura 2.1 e Figura 2.3) são descritas, de modo resumido, nos tópicos abaixo.

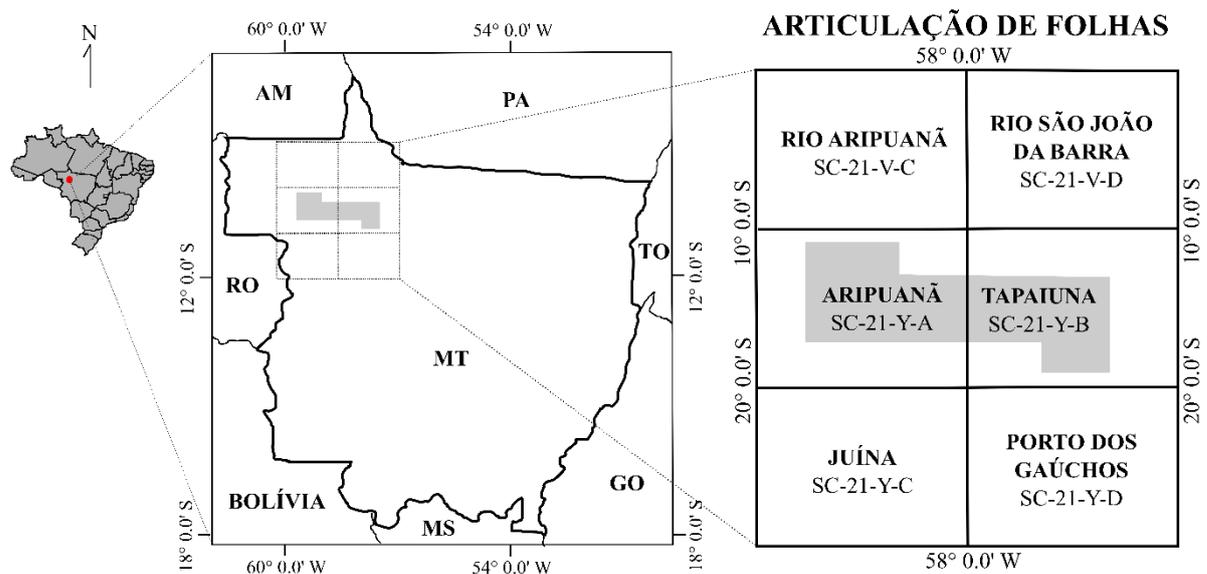


Figura 2.2 – Localização da área de estudo, no Estado de Mato Grosso, e articulação de folhas de mapeamento geológico. Fonte: modificado de Rocha (2019).

2.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO ESTUDADA

ÉON	ERA			PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
	FANEROZOICO	CENOZOICO				MESOPROTEROZOICO	PROTEROZOICO
		Neógeno	23	Quaternário	2,58		<p>Q2a Aluviões recentes</p>
		Paleógeno	66	Ectásiano	1200	<p>Grupo Caiabis</p> <p>Formação Dardanelos</p> <ul style="list-style-type: none"> (v) Arenito com níveis conglomeráticos e estratificação cruzada planar (iv) Siltito róseo com laminação sigmoidal (iii) Arenito arcosceno; Enriquecimento em Fe e Mn localizado (ii) Arenito quartzoso com laminação plano-paralela (i) Conglomerado polimítico de matriz suportada <p>Suíte Arinos MP2βa Olivina-diabásio</p>	
		Calymniano	1600		1400	<p>Granito Aripuanã 1537 ± 7 Ma (U-Pb) 1546 ± 5 Ma (Pb-Pb) MP1γar Sienogranito porfirítico</p> <p>Granito Rio Vermelho 1567 ± 12 Ma (U-Pb) MP1γrs Quartzo monzogranitos e sienogranitos porfiríticos</p>	
						<p>Intrusivas Básicas Serra do Cafundó PP4βse Gabros e microgabros</p> <p>Grupo Roosevelt 1742-1762 Ma (U-Pb) PP4γv Metavulcânicas e metavulcanos-sedimentares</p> <p>Suíte Nova Canaã 1743 ± 4 Ma (U-Pb) PP4γnc2 Biotita monzogranitos, sienogranitos; Alcalis-granitos, porfiríticos com textura rapakivi</p> <p>Granito Zé do Torno 1755 ± 5 Ma (U-Pb) PP4γtd Biotita granito, hornblenda-biotita monzogranito e sienogranito</p> <p>Granito Morro do Índio PP4γml Monzogranito, sienogranito, granodiorito subordinado</p> <p>Suíte Intrusiva Vitória 1785 ± 6 Ma (U-Pb) PP4γv Tonalito, biotita-anfibólio granodiorito, anfibólio-quartzo monzodiorito, monzodiorito</p> <p>Suíte Intrusiva São Pedro 1784 ± 17 Ma (U-Pb) PP4γsp Granodiorito, biotita-anfibólio granodiorito, quartzo diorito e anfibólio-quartzo monzodiorito</p>	
					1800		

Figura 2.3 – Coluna de unidades litoestratigráficas da região de estudo, descritas na Folha Aripuanã e Folha Ta-paiuna. Fonte: modificado de Albuquerque & Oliveira (2007), Rocha (2019) e Souza & Abreu-Filho (2007).

2.3.1. EMBASAMENTO

2.3.1.1. *PP4 γ v – SUÍTE VITÓRIA (1785 ± 6 Ma)*

Segundo Albuquerque & Oliveira (2007), são batólitos e *stocks* alongados de tonalitos, granodioritos e quartzo monzodioritos. Estão confinados em zonas de cisalhamento transcorrente dúctil-rúptil de direções NW–SE e E–W. A assinatura isotópica de Nd é negativa ($\epsilon_{Nd(t)} = -2,56$), indicando magma de origem crustal.

2.3.1.2. *PP4 γ sp – GRANITO SÃO PEDRO (1784 ± 17 Ma)*

Batólitos e *stocks* sigmoidais, confinados em zonas de cisalhamento dúcteis WNW–ESSE a NW–SE. Compreende granodioritos, quartzo dioritos e anfibólio-quartzo-monzodioritos deformados e metamorfizados em fácies xisto-verde. Assinatura isotópica de Nd entre $-1,11$ e $+0,65$ (Albuquerque & Oliveira, 2007; Filho et al., 2001).

2.3.1.3. *PP4 γ rv – GRUPO ROOSEVELT (1740 ± 8 Ma; 1762 ± 6 Ma)*

Integra as unidades metavulcânicas e metassedimentares, formadas em ambiente subaéreo e aquoso. A unidade metavulcânica agrupa os riolitos maciços e dacitos porfíricos. Também são encontradas rochas piroclásticas, como tufos, brechas vulcânicas e ignimbritos. A unidade metassedimentar é constituída de *cherts* ferruginosos hidrotermalizados, BIFs (do inglês *banded iron formation*, isto é, formações ferríferas bandadas), quartzitos ferruginosos, meta-arenito, meta-argilito, metasiltito e quartzo-muscovita-xisto. Há uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral EW/70°S que atravessa esta unidade (Albuquerque & Oliveira, 2007; Neder et al., 2000, 2001; Santos et al., 2000b).

2.3.1.4. *PP4 γ nc2 – SUÍTE NOVA CANAÃ 2 (1743 ± 4 Ma)*

Constituída de batólitos e *stocks* elípticos e alongados de biotita-monzogranitos, sienogranitos, alcaligranitos, hornblenda-biotita-granito, quartzo-monzonitos, micromonzogranitos finos e granófiros. Está confinada numa zona de cisalhamento transcorrente NW em regime rúptil-dúctil (Albuquerque & Oliveira, 2007; Frasca & Borges, 2005).

2.3.1.5. *PP4 γ zt – GRANITO ZÉ DO TORNO (1755 ± 5 Ma)*

São extensas faixas de batólitos elipsoidais alongados na direção NW–SE, compostas por monzosienitos a sienitos, por vezes com textura rapakivi e enclaves de biotita-quartzo-

diorito. O contato com o Grupo Roosevelt e com as Alcalinas Canamã acontece por meio de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, de regime rúptil-dúctil, com direções EW a N20°W, onde são encontrados milonitos e protomilonitos (Albuquerque & Oliveira, 2007; Nelder et al., 2000, 2001).

2.3.1.6. *PP4 γ mi – GRANITO MORRO DO ÍNDIO (sem idade)*

Aparecem como faixas alongadas WNW–ESE de sienogranitos e monzogranitos cálcio-alcalinos ricos em potássio. A Suíte Arinos corta esta unidade na porção sul da Folha Taipaiuna (Frasca & Lopes, 2007).

2.3.2. *INTRUSÕES VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS*

2.3.2.1. *PP4 δ sc – INTRUSIVAS BÁSICAS SERRA DO CAFUNDÓ (SEM IDADE)*

Corresponde ao conjunto de diques de gabro-norito, diabásio e diorito que intrudem as unidades do Granito Zé do Torno, Grupo Roosevelt e Suíte Nova Canaã. Presença de falhas transcorrentes NE–SW e NW–SE (Albuquerque & Oliveira, 2007; Frasca & Lopes, 2007).

2.3.2.2. *MP1 γ ar – GRANITO ARIPUANÃ (1537 \pm 7 Ma; 1546 \pm 5 Ma)*

É constituída pelo batólito oval sienogranítico isótopo e maciço, que está intrudido na unidade metavulcânica do Grupo Roosevelt. O batólito possui 13 km de diâmetro. Em seu entorno são encontrados diques de sienogranito de textura fina (Albuquerque & Oliveira, 2007; Rizzotto et al., 2002).

2.3.2.3. *MP1 γ rv – GRANITO RIO VERMELHO (1567 \pm 12 Ma)*

Agrupam batólitos sienograníticos circulares e isótopos de 10 km de diâmetro, que intrudem o Grupo Roosevelt, Granito Morro do Índio e Granito Fontanillas. São comumente encontrados xenólitos de rochas vulcânicas. Assim como no Granito Aripuanã, também são encontrados diques de sienitos e monzogranitos finos (Albuquerque & Oliveira, 2007; Frasca & Borges, 2005).

2.3.3. GRUPO CAIABIS

2.3.3.1. MP2d – FORMAÇÃO DARDANELOS (< 1300 – 1250 Ma)

Engloba as rochas sedimentares do período Ectasiano, formadas num contexto de pulso tafrogênico. Datações U–Pb e Pb–Pb de cristais de zircão detríticos, forneceram a idade máxima de deposição sedimentar de 1300–1250 Ma (Leite & Saes, 2003; Rodrigues, 2018; Saes et al., 2002).

Souza & Abreu-Filho (2007) dividiram-na em 8 unidades geológicas, sendo da base ao topo:

❖ **MP2d1 e MP2d2:**

Constituídas de camadas de ortoconglomerados polimíticos, com arenitos, pelitos, quartzitos e rochas vulcânicas subordinadas. Presença de estratificação cruzada acanalada da base ao topo e plano-paralela na base. O topo desta unidade contém camadas de arenitos róseos, de textura fina a média, com estratificação cruzada acanalada. São encontradas três soleiras máficas pertencentes à Suíte Arinos nesta porção mais basal da Formação Dardanelos (Frasca & Lopes, 2007). Os autores interpretaram esta unidade como depósitos de face litorânea (*shoreface*), num ciclo transgressivo-regressivo de rápido afogamento da bacia.

❖ **MP2d3:**

Engloba pacotes de 150 metros de arenito médios a muito grossos, por vezes conglomeráticos. É delimitado por uma escarpa na borda oeste da Chapada Caiabis. No topo, são encontrados arenitos médios esbranquiçados. Unidade interpretada pelos autores como deposição de origem fluvial.

❖ **MP2d4:**

Camada de arenito fino a médio. Presença de laterização, gerando o enriquecimento de ferro e manganês na unidade.

❖ **MP2d5:**

Configuram arenitos conglomeráticos e paraconglomeráticos, arenitos finos a grossos, arenitos marrom-avermelhados finos a médios e arenitos esbranquiçados com textura grossa e muito grossa. Podem chegar a ter mais de 50 metros de espessura.

❖ **MP2d6:**

Com espessura estimada de 50 metros, são encontrados arenitos muito finos a finos, siltitos e argilitos marrom-avermelhados (

Figura 2.4). Presença de lentes de arenito e siltito de 5–15 cm de espessura. Sotopostos a eles, são observados arenitos e arenitos conglomeráticos. Os autores interpretam a unidade como sendo típica de um ambiente flúvio-deltaico distal.

❖ **MP2d7:**

Configuram as camadas lenticulares de arenitos, de coloração rosa e avermelhada, de granulação fina a média. Presença de estratificação cruzada, festonada e planoparalela.

❖ **MP2d8:**

Unidade constituída por arenitos róseos com estratificação cruzada acanalada. Característica de ambiente eólico, com medidas de paleocorrente a WSW (Frasca & Lopes, 2007).



Figura 2.4 – Arenito róseo, localizado na Chapada dos Caiabis. Furos provenientes da amostragem paleomagnética. Fonte: autoria própria.

2.3.3.2. **MP2βa – SUÍTE ARINOS (1416 ± 14 Ma patamar inferior; 1225 ± 20 Ma patamar superior)**

A Suíte Arinos integra os diques e soleiras máficas que intercalam a base do pacote sedimentar da Formação Dardanelos. Em alguns pontos, as soleiras chegam a até 50 metros de espessura (Albuquerque & Oliveira, 2007; Souza & Abreu-Filho, 2007).

Devido ao seu caráter hipabissal, Rocha (2019) classificou as rochas desta suíte intrusiva como olivina-diabásio. Não foi observado nenhum tipo de deformação, considerando os estudos petrográficos desenvolvidos pela autora.

Em amostras de mão, são observadas amígdalas preenchidas por epidoto e carbonato (Figura 2.5a), indicando atividade hidrotermal (Frasca & Lopes, 2007). São rochas de cor cinza-escuro, pretas e esverdeadas, com textura fina a grossa, dependendo da localidade (Figura 2.5b).

Os principais minerais constituintes desta rocha são plagioclásio (bytownita), clinopiroxênio (augita) e olivina. Também foram identificados alguns minerais opacos (titanita e magnetita) e minerais de alteração (albita, clorita, sericita, iddingsita e bowlingita) (Mariano et al., 2018; Rocha, 2019).

A análise geoquímica destas rochas indica que foram formadas em magma toleítico pouco diferenciado, similar aos IAB (basaltos de arcos de ilha, do inglês *island arc basalts*) com indicativos de contaminação crustal (Albuquerque & Oliveira, 2007; Souza & Abreu-Filho, 2007).

São datadas de 1416 ± 14 Ma para o patamar inferior e de 1225 ± 20 Ma para o patamar superior da soleira. Estas idades foram adquiridas pelo método K–Ar em rocha total (Silva et al., 1980; Tassinari et al., 1978; Tassinari & Teixeira, 1978). Vale ressaltar que a idade de 1416 Ma é incoerente com a evolução do Grupo Caiabis, uma vez que a Suíte Arinos é encaixante das unidades da base da Formação Dardanelos.



Figura 2.5 – (a) Diabásio com inclusões, resultantes de atividade hidrotermal. (b) Diabásio de textura afanítica. Nota-se a cor cinza-escuro. Fonte: autoria própria.

3. **FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

3.1. **GEOCROLOGIA**

A partir do século 19, diversas teorias foram propostas para determinar a idade absoluta da Terra. Os físicos da época tentaram estimar a idade do planeta e do Sol com base na perda de calor, pelo distanciamento da Terra-Lua e pela salinidade dos mares. Eles chegaram a obter idades máximas que variavam de 19 a 100 milhões de anos (Lowrie, 2007).

Com a descoberta da radioatividade natural, ocorrida em 1896 por Henry Becquerel, advieram estudos sobre o decaimento radioativo, principalmente durante a II Guerra Mundial. Com isso, os métodos de datação geocronológica se tornaram cada vez mais precisos, principalmente porque boa parte das rochas é portadora de isótopos radioativos de longa meia-vida (Fowler, 2005; Lowrie, 2007).

Alguns dos pares de isótopos pais-filhos mais utilizados em estudos de geocronologia, são: $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (meia-vida de ~ 1250 Ma), $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (meia-vida de 48800 Ma), $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ (meia-vida de 106000 Ma), $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ (meia-vida de 1401 Ma), $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ (meia-vida de 704 Ma) e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (meia-vida de 4468 Ma) (Lowrie, 2007).

3.1.1. **DECAIMENTO RADIOATIVO**

Os núcleos dos átomos são constituídos por prótons e nêutrons (o conjunto é chamado de núcleons), e são envoltos pela eletrosfera, que é constituída pelos elétrons. Desde a descoberta da radioatividade, sabe-se que o decaimento radioativo é um evento aleatório de isótopos com núcleos instáveis, geralmente com grande número de nêutrons. Essa desintegração, portanto, pode ser expressa como uma função de probabilidade (Equação [3.1]):

$$\delta P = -\lambda P \delta t \quad [3.1]$$

Desta forma, δP é a probabilidade de que qualquer um dos P átomos de um mesmo isótopo irá decair em um intervalo de tempo δt , sendo que a probabilidade de desintegração do núcleo deste isótopo é chamada de *constante de decaimento* (λ).

Tomando o limite para $\delta t \rightarrow 0$, a Equação [3.1] pode ser expressa na forma diferencial da seguinte maneira:

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad [3.2]$$

A solução geral para a Equação [3.2] é uma função exponencial como a da equação abaixo:

$$P = P_0 e^{-\lambda t}, \quad [3.3]$$

em que P_0 é o número inicial de átomos radioativos.

Quando o número de isótopos radioativos cai pela metade do número inicial, isto é, quando $P = \frac{P_0}{2}$, então a Equação [3.3] pode ser reescrita:

$$\frac{P_0}{2} = P_0 e^{-\lambda T_{1/2}} \quad [3.4]$$

O termo $T_{1/2}$ é chamado de *tempo de meia-vida*, e é o tempo estimado para que metade dos isótopos radioativos decaia, considerando um sistema fechado.

Sabe-se que em sistemas fechados, depois de certo instante t , o isótopo radioativo pai (P_0) decai para um isótopo estável filho (D). Após t , restam $P = P_0 - D$ isótopos radioativos. Então da Equação [3.3], temos que:

$$P = P_0 - D = P_0 e^{-\lambda t} \quad [3.5]$$

Rearranjando a Equação [3.5] e combinando os termos em comum, chega-se à expressão abaixo:

$$D = P_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad [3.6]$$

Como não é possível medir o valor inicial de isótopos-pai (P_0), para determinar o número de isótopos-filho (D) após um instante t , é utilizada a Equação [3.3] para substituir o valor de P_0 na Equação [3.6]:

$$\frac{D}{P} = e^{\lambda t} - 1 \quad [3.7]$$

Tomando o logaritmo neperiano em ambos os lados da Equação [3.7] e isolando t , temos a janela temporal de decaimento radioativo, que diz respeito a quantos isótopos radioativos restariam após um tempo t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{D}{P} \right) \quad [3.8]$$

Através da Equação [3.8], é possível traçar uma isócrona, conhecendo a proporção entre isótopos-filho (D) e isótopos-pai (P).

3.1.2. PRINCÍPIOS DO MÉTODO K-AR

Foi somente em 1948, 52 anos depois da descoberta da radioatividade natural, que Aldrich e Nier propuseram a datação pelo decaimento espontâneo do isótopo ^{40}K presente nos

minerais potássicos (Aldrich & Nier, 1948; Montigny, 1989). Por se tratar de uma metodologia barata e com diversas aplicações geológicas, é amplamente utilizada nos estudos de rochas ígneas (Montigny, 1989; Oliveira et al., 2022).

O isótopo de potássio-40 possui 4 cadeias de decaimento espontâneo (Figura 3.1a). Cerca de 89,28% do ^{40}K acaba decaindo para ^{40}Ca , que é um isótopo estável e muito comum na natureza. Durante o decaimento $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, podem ocorrer três reações (Figura 3.1a). A mais frequente, com 10,56% de probabilidade de ocorrência, ocasiona a liberação de raios γ e de 1,46 MeV de energia devido a passagem do estado excitado para o estado fundamental de argônio-40. Em outros episódios, menos frequentes, há passagem de ^{40}K direto para ^{40}Ar no estado estacionário, sendo que em 0,16% dos casos há necessidade de captação de raios γ para acontecer, e em apenas 0,001% deles há liberação de partículas β^+ (Montigny, 1989).

Sendo assim, a Equação [3.8] que determina o tempo de decaimento exato do isótopo de potássio-40, será:

$$t = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(1 + \frac{{}^{40}\text{Ar} + {}^{40}\text{Ca}}{{}^{40}\text{K}} \right) = \frac{1}{\lambda\varepsilon + \lambda\beta} \log_e \left(1 + \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} \cdot \frac{\lambda\varepsilon + \lambda\beta}{\lambda\varepsilon} \right), \quad [3.9]$$

em que $\lambda = \lambda\varepsilon + \lambda\beta$ é a constante de decaimento total de ^{40}K , $\lambda\varepsilon$ se refere ao decaimento $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ e $\lambda\beta$ ao decaimento $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ca}$.

Entretanto, a origem do ^{40}Ca presente na rocha pode ser diversa, e por isso a datação pelo método K–Ar fica restrita ao decaimento de ^{40}K radiogênico para o isótopo estável de ^{40}Ar , já que o argônio é um elemento pouco reativo (Montigny, 1989). Sendo assim, para determinar a idade da rocha através do decaimento $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, é necessário considerar a abundância de isótopos de potássio na natureza. Considerando que $^{39}\text{K}=93,2581\%$, $^{40}\text{K}=0,0117\%$ e $^{41}\text{K}=6,7302\%$, então a partir do teor de potássio presente na rocha ($K[\%]$), conseguimos achar a proporção de ^{40}K que decaiu (isótopos-pai, P):

$$P = {}^{40}\text{K}[\%] = \frac{0,0117}{100} \cdot K[\%] \Rightarrow {}^{40}\text{K}[ppb] = 1170 \cdot K[\%] \quad [3.10]$$

Como visto mais acima, apenas 10,72% de ^{40}K decai para ^{40}Ar (representado como $^{40}\text{Ar}^*$), então ^{40}Ca pode ser eliminado se considerarmos a seguinte relação:

$$D[ppb] = \frac{{}^{40}\text{Ar}^*[ppb]}{10,72\%} = \frac{{}^{40}\text{Ar}^*[ppb]}{0,1072} \quad [3.11]$$

Em que $D[ppb]$ consiste na proporção de isótopos-filho em partes por bilhão.

Por fim, para determinar uma idade K–Ar sem considerar o decaimento de $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ca}$, precisamos manipular as Equações [3.4] e [3.8], substituindo a Equação [3.10] no lugar de P e a Equação [3.11] no lugar de D . Primeiro, tomamos o logaritmo neperiano em ambos os lados da igualdade da Equação [3.4], para assim obteremos o valor da constante de decaimento λ :

$$\log_e \left(\frac{1}{2} \right) = \log_e \left(e^{-\lambda \cdot T_{1/2}} \right) \Rightarrow \lambda = \frac{\log_e 2}{T_{1/2}} \quad [3.12]$$

Substituindo o valor de P , D e de λ na Equação [3.8], podemos determinar a idade t da rocha a partir da proporção de $^{40}\text{Ar}^*$ (medido pelo espectrômetro de massas de fonte gasosa) e de K da rocha (obtido por análises geoquímicas):

$$t = \frac{T_{1/2} \log_e \left(1 + \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}^* [\text{ppb}]}{0,1072} \right)}{1170 \cdot K [\%]} \right)}{\log_e 2} \quad [3.13]$$

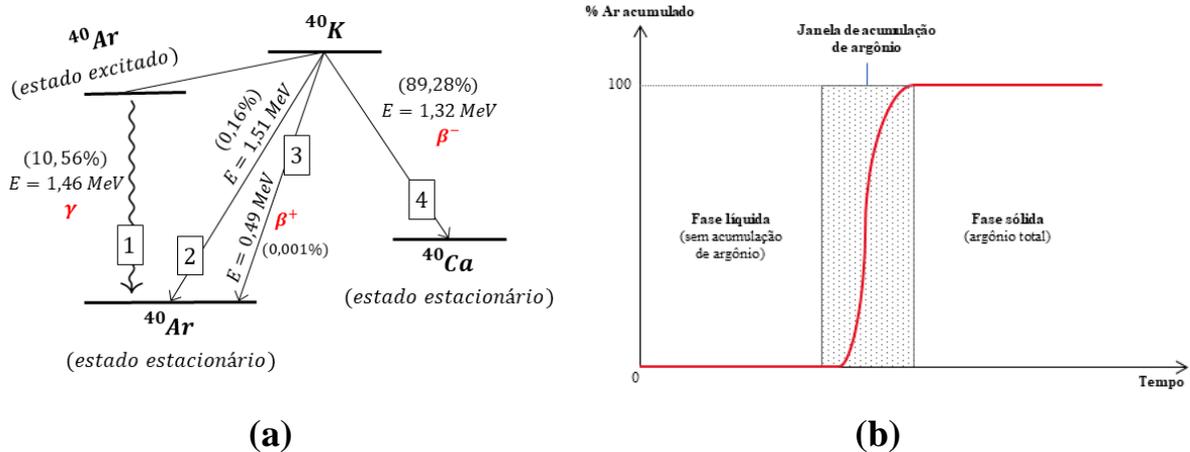


Figura 3.1 – (a) Esquema das quatro cadeias de decaimento do isótopo de potássio-40. Na figura, estão descritas a energia e as partículas liberadas em cada processo. Em parênteses, a frequência de ocorrência de cada processo na natureza. (b) Diagrama da janela de acumulação de argônio em uma rocha ígnea. Fonte: modificado de Dalrymple & Lanphere, (1970) e Montigny (1989).

A acumulação de argônio na rede cristalina só acontece dentro de uma janela temporal, como indicado no diagrama da Figura 3.1b. No caso das rochas ígneas, a alta temperatura desfavorece a retenção de ^{40}Ar na rede cristalina, ocorrendo a difusão deste elemento e seu eventual escape (abertura do sistema). Abaixo da temperatura de fechamento, todo o argônio proveniente do decaimento de ^{40}K fica confinado na rede cristalina dos minerais feldspáticos (fechamento

do sistema). Como se trata de um gás-nobre há pouca interação com outros elementos químicos presentes nos minerais (baixa reatividade).

A temperatura de fechamento pode variar de 132° a 530°C, a depender do mineral (Montigny, 1989). A análise petrográfica da rocha estudada é fundamental para averiguar a possibilidade de escape de argônio por metamorfismo. Caso aconteça, o relógio acumulativo é reiniciado.

3.1.3. MÉTODO K-AR “SEM SPIKE”

A proporção isotópica de elementos numa amostra pode ser determinada através de um espectrômetro de massas. Para o caso de isótopos gasosos, como o argônio, é necessário um espectrômetro de massa de fonte gasosa.

Nas medidas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ocorrem interferências de cloro no espectro. Para contornar esta situação, são introduzidos *spikes* de ^{38}Ar no espectrômetro de massa (Oliveira et al., 2022). Por outro lado, esta técnica causa ruídos no sinal, quando aplicado o método de $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ tradicional. Como forma de contornar esta situação, Cassignol et al. (1978) e Cassignol & Guillot (1982) desenvolveram a técnica de K-Ar “sem *spike*”, que consiste na comparação do sinal de ^{40}Ar atmosférico com o $^{40}\text{Ar}^*$ da amostra.

Segundo Oliveira et al. (2022), esta técnica é bastante efetiva em amostras com baixo conteúdo de $^{40}\text{Ar}^*$, principalmente em basaltos do Quaternário e em rochas de textura afírica (i.e., doleritos, gabros).

Para realização desta metodologia, Montigny (1989) considera as seguintes conjecturas:

- i. A concentração de ^{40}Ar atmosférico deve ser muito bem determinada, para que seja subtraída da proporção de $^{40}\text{Ar}^*$ oriunda do decaimento.
- ii. $\lambda\varepsilon$ e $\lambda\beta$ são constantes bem definidas.
- iii. A composição isotópica de potássio na amostra é uniforme.
- iv. Todo o ^{40}Ar medido pelo espectrômetro de massas é atmosférico ou produto do decaimento radioativo.
- v. Não há presença de $^{40}\text{Ar}^*$ herdados de rochas hospedeiras.

Deste modo, para se obter uma idade a partir da Equação [3.13], é necessário conhecer a parcela de $^{40}\text{Ar}^*$ que é oriunda do decaimento de ^{40}K . Sabendo-se que a abundância relativa dos isótopos de argônio atmosférico é $^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} = 0,337\%$, $^{38}\text{Ar}_{\text{atm}} = 0,063\%$ e $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} = 99,56\%$,

então a relação $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}[\%]/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}[\%]$ é utilizada para descontar o valor de $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ nas medidas do espectrômetro de fonte gasosa. Logo, define-se a proporção de argônio-40 produto do decaimento na amostra a partir da relação abaixo:

$$^{40}\text{Ar}^*[\text{ppb}] = ^{40}\text{Ar}[\text{ppb}] - ^{36}\text{Ar}[\text{ppb}] \cdot \left(\frac{99,56\%}{0,337\%} \right) \quad [3.14]$$

Portanto, como os espectrômetros de massa calculam a proporção total de ^{40}Ar , a Equação acima permite separar qual é a parcela oriunda do decaimento de ^{40}K , e é a partir deste valor que calculamos a idade pela Equação [3.13].

3.2. PALEOMAGNETISMO E MAGNETISMO DE ROCHAS

Há pelo menos seis décadas, os estudos paleomagnéticos vêm permitindo compreender a configuração dos supercontinentes no passado geológico (Butler, 1992; Lanza & Meloni, 2006). A construção de uma base de dados experimentais, com uma teoria bem-estruturada, permite tratar as reconstruções paleogeográficas de forma quantitativa. Entretanto, para que seja realizada a reconstrução paleogeográfica, é necessário considerar três premissas básicas do paleomagnetismo. São elas:

- i.* Efetuando uma média temporal de polos geomagnéticos virtuais, de forma a cobrir a variação secular do campo por alguns milhares de anos, é possível aproximar o campo geomagnético do modelo de dipolo geocêntrico e axial (DGA), em que o eixo do dipolo magnético coincide com o eixo de rotação da Terra.
- ii.* A magnetização remanente na rocha deve permanecer estável por bilhões de anos.
- iii.* O vetor magnetização gravado na rocha é paralelo ao campo vigente no instante que foi adquirido.

A seguir, serão abordados conceitos básicos do paleomagnetismo para fomentar cada uma das premissas citadas acima.

3.2.1. PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS SÓLIDOS

Os materiais sólidos conhecidos atualmente podem apresentar até três propriedades magnéticas distintas, sendo elas o diamagnetismo, o paramagnetismo e o ferromagnetismo.

Cada uma é originada por características intrínsecas do material, como composição química e estrutura molecular, que estão diretamente ligadas ao comportamento dos elétrons.

3.2.1.1. DIAMAGNETISMO

Este efeito é ocasionado pelo movimento orbital dos elétrons. Ocorre em todos os materiais, mas costuma ser mais evidente naqueles que possuem todos os orbitais preenchidos.

Dois elétrons de carga e , massa m_e em órbita circular a uma distância r_e ao redor do núcleo, com velocidade angular $\vec{\omega}_0$, mas com momentos magnéticos \vec{m} antiparalelos (como mostrado nas situações (a) e (b) da figura abaixo) possuem momento orbital total nulo na ausência de um campo \vec{H} atuante.

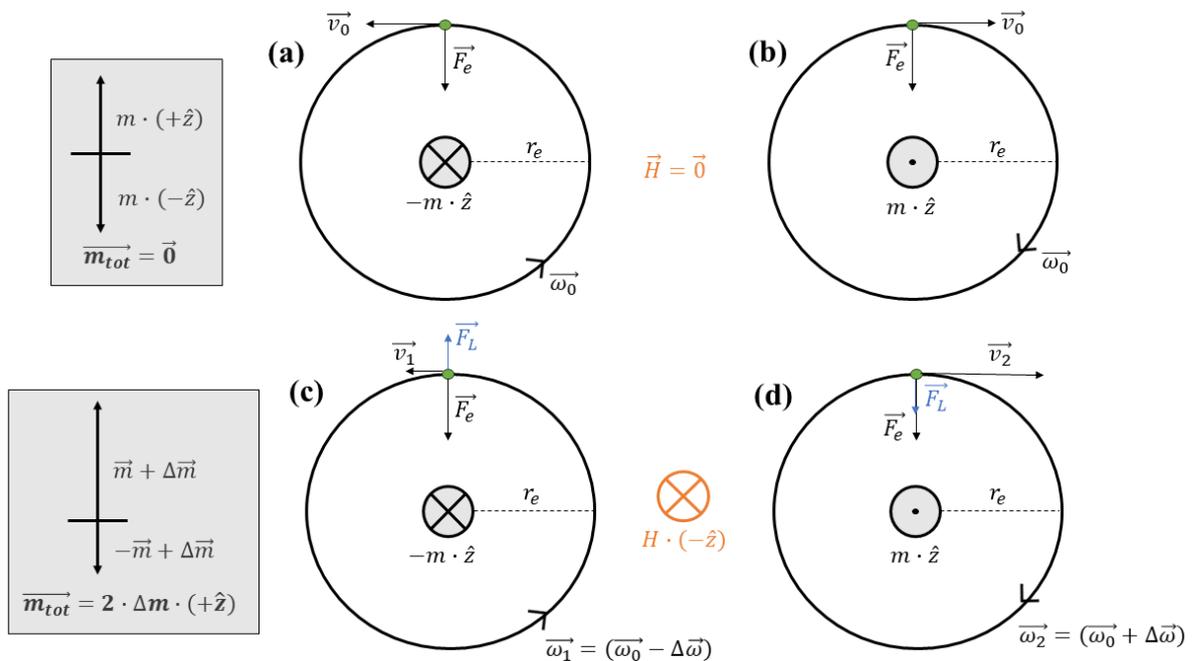


Figura 3.2 – Efeito diamagnético provocado pelo movimento orbital de dois elétrons. Nas situações (a) e (b) o campo magnético aplicado \vec{H} e o momento magnético total \vec{m}_{tot} são nulos. Nas situações (c) e (d) há um campo magnético na direção oposta ao momento magnético total. A frequência de Larmor é $\Delta\omega$. Fonte: modificado de Lanza & Meloni (2006).

Na presença de um campo magnético \vec{H} (Figura 3.2c, d), os elétrons estarão sujeitos à força de Lorentz $\vec{F}_L = e\vec{v} \times \vec{H}$, que pode agir contra ou em adição à força eletrostática \vec{F}_e . O movimento orbital dos elétrons sofre influência da precessão de Larmor, que gira na frequência $\Delta\omega$:

$$\Delta\omega = \frac{eH}{2m_e} \quad [3.15]$$

A soma do momento magnético orbital (\vec{m}_{tot} , Figura 3.2) é não-nula, com magnitude $\|\vec{m}_{tot}\| = 2 \Delta m$ na mesma direção, mas sentido oposto ao campo \vec{H} . Do ponto de vista macroscópico, a magnetização \vec{M} entra no lugar do momento magnético orbital, e a relação entre o campo e a magnetização depende da susceptibilidade magnética χ , como na equação abaixo:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad [3.16]$$

Portanto, pela Equação [3.16], sabe-se que o efeito diamagnético aparece macroscopicamente com susceptibilidades negativas, da ordem de -10^{-6} (SI), o que o torna quase imperceptível na maioria dos materiais (Lanza & Meloni, 2006; Lowrie, 2007).

3.2.1.2. PARAMAGNETISMO

O efeito paramagnético aparece em substâncias em que nem todos os orbitais estão preenchidos, mas onde a energia térmica é maior do que a energia magnética.

Em estado de repouso, sem a presença de um campo \vec{H} , a maior parte dos momentos magnéticos devido aos *spins* dos elétrons (\vec{m}) tende a se orientar de forma aleatória dentro do material, de tal modo que a magnetização total seja nula ($\vec{M} = \vec{0}$). Na presença de \vec{H} , os momentos magnéticos sofrem um torque para se alinharem na mesma direção do campo aplicado. Então, a magnetização induzida \vec{M}_i se torna:

$$\vec{M}_i = N \cdot \vec{m} \cdot L(\alpha) \quad [3.17]$$

Da equação acima, N é o número de momentos magnéticos com direção e intensidade \vec{m} . Já $L(\alpha)$ é conhecida como “função de Langevin”, onde:

$$L(\alpha) = \coth(\alpha) - \frac{1}{\alpha} \quad [3.18]$$

E α é a razão entre energia magnética (E_M) e energia térmica (E_T):

$$\alpha = \frac{\vec{m} \cdot \mu_0 \vec{H}}{k_B T} = \frac{E_M}{E_T} \quad [3.19]$$

k_B : constante de Boltzmann

T : temperatura

μ_0 : permeabilidade magnética no vácuo

A Lei de Curie-Weiss é válida acima da T_C e surge a partir das Equações [3.17] a [3.19] para o caso extremo em que a energia térmica é muito maior do que a energia magnética. Isto é, $\alpha \ll 1$ e $L(\alpha) \approx \alpha/3$. Manipulando as equações acima, chegamos na relação abaixo:

$$\begin{aligned}\vec{M}_i = \chi \vec{H} &= N \cdot \vec{m} \cdot \frac{\alpha}{3} = N \cdot \vec{m} \cdot \frac{\vec{m} \cdot \mu_0 \vec{H}}{3k_B(T - T_C)} \\ \Rightarrow \chi &= \frac{N \cdot m^2 \cdot \mu_0}{3k_B(T - T_C)} = \frac{C}{(T - T_C)}\end{aligned}\quad [3.20]$$

Minerais paramagnéticos possuem susceptibilidade magnética positiva ($\chi > 0$) e da ordem de 10^{-5} a 10^{-4} . A temperatura de Curie (T_C , na Equação [3.20]) é próxima do zero absoluto ($T_C \sim 0 K$) para a maioria das substâncias paramagnéticas (Butler, 1992; Lanza & Meloni, 2006; Lowrie, 2007). Sendo assim, a equação acima pode ser simplificada para $\chi = C/T$, que é conhecida como “Lei de Curie do paramagnetismo”.

3.2.1.3. FERROMAGNETISMO

O efeito ferromagnético está presente em boa parte dos elementos de transição da tabela periódica. O ferromagnetismo (*lato sensu*) surge a partir dos *spins* dos elétrons da última camada eletrônica, assim como no paramagnetismo, porém os elétrons nos orbitais incompletos ficam tão próximos que se sobrepõem. Este efeito envolve muita energia, chamada de energia de troca (E_{ex}):

$$E_{ex} = -2 J_e S_i \cdot S_j \quad [3.21]$$

J_e : integral de troca

S_i e S_j : operadores de spin

A interação de troca é responsável pela geração da magnetização espontânea, que é a principal característica dos materiais ferromagnéticos. Na presença desta interação, assume-se que um campo molecular muito intenso alinha os momentos magnéticos dentro dos domínios de Weiss, dando origem à magnetização espontânea. Pela Equação [3.21], a energia será mínima quando os *spins* se alinharem na mesma direção.

O ferromagnetismo *strictu sensu* apresenta momentos de *spin* paralelos de mesmo sentido, que dão origem a uma magnetização espontânea muito forte, geradas pela interação de troca de dois cátions vizinhos (ex.: Figura 3.3a). Entretanto, na natureza os minerais apresentam estruturas cristalinas e moleculares que manifestam o ferromagnetismo com geometrias diferentes para os momentos de *spin*. Essas características são divididas em:

❖ **ANTIFERROMAGNETISMO**

Presente em alguns minerais, como na ilmenita (FeTiO_3 ; temperatura de Néel $T_N = -223\text{ °C}$), ocorre a partir de uma interação de troca indireta (ou de supertroca), por meio das nuvens de elétrons dos íons de oxigênio, que fazem uma ponte para a troca dos elétrons dos íons de metal. Os domínios de Weiss apresentam momentos magnéticos antiparalelos, que resultam numa magnetização remanente total nula (Figura 3.3b).

❖ **ANTIFERROMAGNETISMO IMPERFEITO OU PARASÍTICO**

É ocasionado pela presença de impurezas, vacâncias e/ou defeitos na estrutura cristalina dos cristais, produzindo momentos magnéticos resultantes não-nulos. A hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$; Tabela 3.1) é um exemplo de mineral que é antiferromagnético imperfeito: sua magnetização não é nula devido à pequena inclinação ($\sim 0,2^\circ$) dos *spins* antiparalelos (*spin-canted*), além dos momentos de defeito devido às deformidades na estrutura cristalina do mineral (Figura 3.3c).

❖ **FERRIMAGNETISMO**

Este fenômeno está presente em alguns minerais de óxidos de ferro com estrutura de espinélio invertido, como na magnetita (Fe_3O_4 ; Tabela 3.1) e na maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$; Tabela 3.1), sendo resultado da interação de troca antiparalela desigual entre as celas tetraédricas e octaédricas da estrutura cristalina, que resultam numa magnetização diferente de zero (Figura 3.3d).

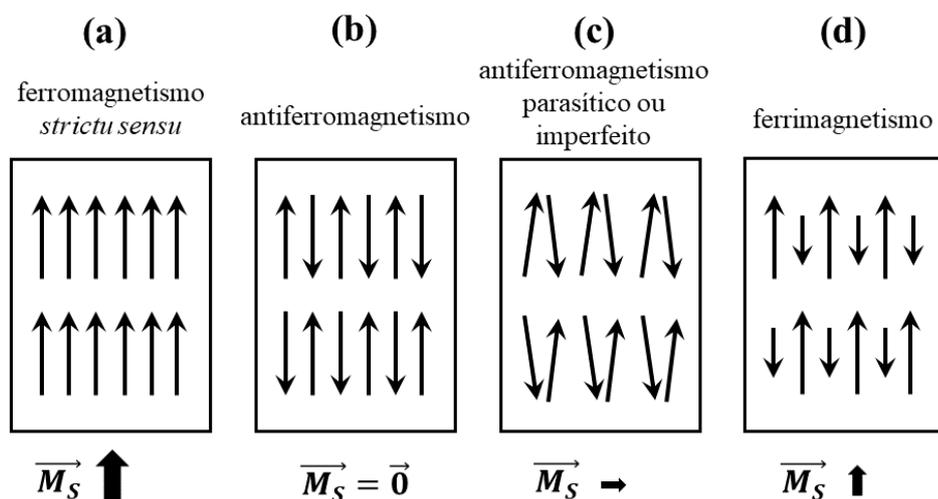


Figura 3.3 – Representação dos alinhamentos dos momentos magnéticos para os casos de ferromagnetismo *strictu sensu* (a), antiferromagnetismo (b), antiferromagnetismo parasítico ou imperfeito (c) e ferrimagnetismo (d). O vetor da magnetização espontânea total \vec{M}_S está representado abaixo. Fonte: modificado de Lowrie (2007).

Ao atingir a temperatura de Curie (T_C) ou de Néel (T_N ; caso de minerais antiferromagnéticos), a energia de troca se torna nula ($E_{ex} = 0$) e perde-se o efeito ferromagnético. Acima de T_C (ou T_N), a substância passa a ser paramagnética, obedecendo a equação de Curie-Weiss

(Equação [3.20]). Isto quer dizer que quanto maior for a temperatura atingida, maior será a distância interatômica, inviabilizando a interação de troca.

A susceptibilidade de substâncias ferromagnéticas é positiva ($\chi > 0$) e na ordem de 10^4 a 10^7 (SI), se sobrepondo aos efeitos dia- e paramagnéticos (Lanza & Meloni, 2006; Lowrie, 2007).

3.2.2. MINERAIS FERROMAGNÉTICOS

A análise de mineralogia magnética é parte fundamental do estudo paleomagnético, pois são através das curvas termomagnéticas, curvas de histerese, diagramas FORC (*first order reversal curves*) e de magnetização remanente isotermal (MRI) que é possível identificar os minerais magnéticos e averiguar informações sobre a estabilidade da magnetização remanente gravada nas rochas (Tauxe, 1998; Tauxe et al., 2018).

Os óxidos de ferro são os minerais ferromagnéticos mais abundantes na natureza, sendo encontrados em rochas, em algumas bactérias e na hemoglobina dos seres vivos (Tauxe et al., 2018). Em particular, nos estudos paleomagnéticos em rochas terrestres, existem duas séries de minerais ferromagnéticos: a das titanomagnetitas e a das titanohematitas (Figura 3.4).

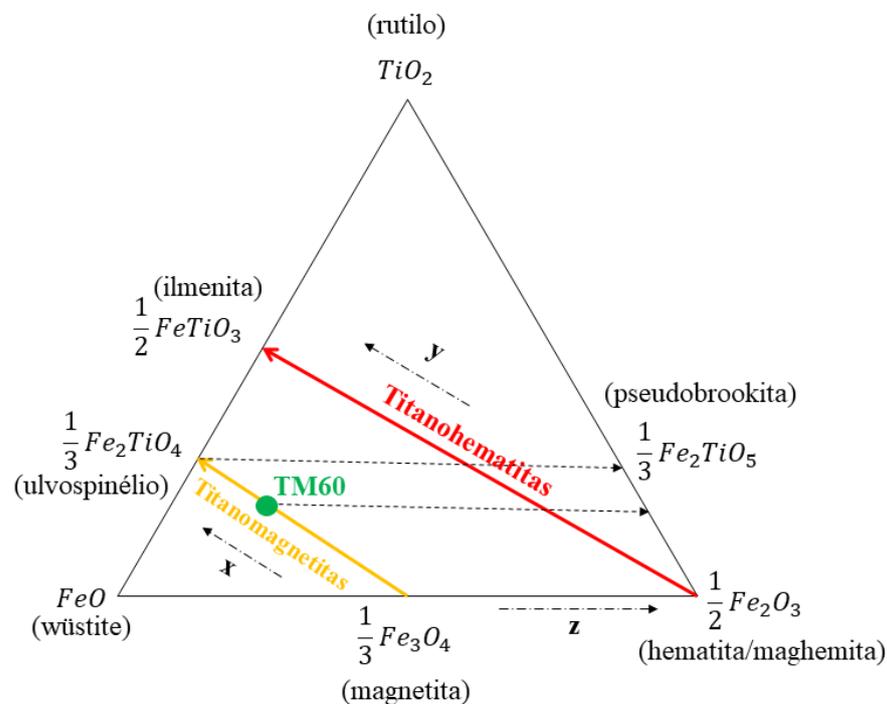


Figura 3.4 – Diagrama ternário de óxidos de ferro e titânio. x corresponde a porcentagem de Ti^{4+} na série das titanomagnetitas (em amarelo) e y a porcentagem de Ti^{4+} na série das titanohematitas (em vermelho). z é o grau de oxidação. Em verde, é representada a titanomagnetita com 60% de Ti^{4+} (TM60), presente nas *pillow lavas*. Na série das titanomagnetitas, os minerais nos extremos são de magnetita e ulvospinélio, enquanto na série das titanohematitas, os minerais dos extremos são hematita/maghemita e a ilmenita. A temperatura de Curie/Néel decresce com o aumento da porcentagem de Ti^{4+} . Fonte: modificado de O'Reilly (1984) e Tauxe et al. (2018).

3.2.2.1. TITANOMAGNETITAS

As titanomagnetitas possuem estrutura de espinélio invertido e sistema cristalino cúbico. A fórmula química é $Fe_{(3-x)}Ti_{(x)}O_4$, em que x é a porcentagem de Ti^{4+} presente, variando de 0 a 1. Quando $x=1$, temos a fórmula química do ulvospinélio (Fe_2TiO_4), que é um mineral antiferromagnético, o qual não possui remanência à temperatura ambiente. No outro extremo da série, quando $x=0$, temos a magnetita (Fe_3O_4), que é um mineral ferrimagnético.

A magnetita ($Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$) é um mineral cúbico, com cátions de Fe^{2+} que ocupam as celas octaédricas, enquanto os cátions de Fe^{3+} ocupam equitativamente as celas tetraédricas e octaédricas, dando caráter ao espinélio inverso (Dunlop & Özdemir, 1997). O momento magnético por molécula é de 4,1 m_B (magneton de Bohr) a 0 K, com magnetização espontânea de 480 kA/m a temperatura ambiente, e uma temperatura de Curie a $T_C = 580$ °C (Tabela 3.1; Dunlop & Özdemir, 1997). Abaixo de $-153,15$ °C, os íons de Fe^{2+} e de Fe^{3+} se reorganizam no sítio octaédrico e a simetria da magnetita passa de cúbica para monoclínica, resultando numa mudança de suas propriedades magnéticas, passando de isolante para semicondutora (Dunlop & Özdemir, 1997). A temperatura na qual ocorre este efeito é chamada de Transição de Verwey (T_V). Por volta de ≈ 15 °C acima da T_V , ocorre o ponto isotrópico da magnetita (T_I), onde a constante anisotrópica K_1 é momentaneamente zero, passando de valores positivos para negativos durante o aquecimento. Estas transições afetam drasticamente as propriedades magnéticas relacionadas a estrutura cristalina da magnetita.

As propriedades magnéticas das titanomagnetitas variam com o aumento da concentração de titânio. À medida que x cresce, o tamanho da unidade da célula cristalina também aumenta, porém m_B e T_C decrescem linearmente, principalmente se existirem impurezas em sua rede cristalina (Dunlop & Özdemir, 1997; Tauxe et al., 2018). Segundo Dunlop & Özdemir (1997), a transição de Verwey não é observada nas titanomagnetitas com mais que 10% de Ti^{4+} ($x > 0,1$).

3.2.2.2. TITANOHEMATITAS

As titanohematitas pertencem ao grupo de minerais com sistema cristalino romboédrico e estrutura de coríndon. Podemos representar esta série de minerais por meio da sua fórmula química $Fe_{(y)}^{2+}Fe_{(2-2y)}^{3+}Ti_{(y)}^{4+}O_3^{2-}$, em que y é a porcentagem de Ti^{4+} presente, que pode variar de 0 a 1. Em um dos extremos da série, temos a ilmenita quando $y=1$ ($Fe^{2+}Ti^{4+}O_3^{2-}$), que é um mineral paramagnético a temperatura ambiente, e do outro extremo temos a hematita

para $y=0$ ($Fe_2^{3+}O_3^{2-}$). Entre $0 < y < 0,5$, as titanohematitas são antiferromagnéticas, com íons de Ti^{4+} e Fe^{2+} distribuídos ao longo do eixo- c (Figura 3.5a). Entre $0,5 < y < 1$, as titanohematitas adquirem caráter ferrimagnético, devido ao ordenamento de Ti^{4+} e Fe^{2+} (Dunlop & Özdemir, 1997).

A hematita é um mineral antiferromagnético parasítico (*spin-canted*) acima da transição de Morim $T_M = -15^\circ C$ e abaixo da temperatura de Néel $T_N = 675^\circ C$ (Dunlop & Özdemir, 1997). A magnetização resultante da hematita é pequena e é produzida devido a um ângulo de deflexão de $\approx 0,2^\circ$ entre os momentos magnéticos (Dunlop & Özdemir, 1997). Os espectros de coercividades da hematita são maiores do que da magnetita, normalmente sendo suas coercividades maiores do que 500 mT em hematitas de domínio simples. Essa alta coercividade da hematita é oriunda da anisotropia de magnetoestricção (tensões internas no cristal), como será abordado mais adiante. Embora a hematita possa ser de origem primária devido à oxidação prolongada a altas temperaturas de titanomagnetitas, ela normalmente é de origem secundária, devido à transformação de outros minerais.

3.2.3. ANISOTROPIAS DE PARTÍCULAS MAGNÉTICAS

Quando tratamos de minerais ferromagnéticos na natureza, dificilmente encontraremos um que seja totalmente isotrópico (Lowrie, 2007). Isto é, os momentos magnéticos tendem a ser gravados e “bloqueados” numa direção preferencial, da qual a energia anisotrópica é mínima (Tauxe et al., 2018). Uma breve descrição destas energias se encontra nos tópicos abaixo.

3.2.3.1. ANISOTROPIA MAGNETOCRISTALINA

A anisotropia magnetocristalina surge a partir da estrutura molecular dos minerais ferromagnéticos. A energia de troca, responsável pela magnetização espontânea, ocorre nos átomos vizinhos da cela unitária. A magnetização espontânea (M_s) se alinhará na direção de fácil-direção, que pode ser paralela ou antiparalela à direção em que energia anisotrópica magnetocristalina é mínima. Existem minerais com um único eixo de fácil-direção (ex.: anisotropia uniaxial), enquanto outros possuem vários eixos passíveis de orientação (ex.: anisotropia cúbica).

A hematita possui estrutura cristalina romboédrica, com unidade de cela hexagonal (Figura 3.5). Devido ao eixo- c de simetria, a hematita possui anisotropia uniaxial. Sendo φ o

ângulo entre a M_s e o eixo- c , e K_{u1} , K_{u2} as constantes anisotrópicas, então a energia anisotrópica magnetocristalina da hematita pode ser escrita como na equação abaixo:

$$E_a = K_{u1} \sin^2 \varphi + K_{u2} \sin^4 \varphi \quad [3.22]$$

Considerando apenas os termos de primeira-ordem da Equação [3.22], $E_a = K_{u1} \sin^2 \varphi$, em que $K_{u1} = -10^3 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3}$ à temperatura ambiente (Lowrie, 2007), então a energia anisotrópica será mínima quando $\varphi = 90^\circ$, que corresponde ao plano basal da cela hexagonal (eixo- b ; Figura 3.5a).

Minerais com estrutura de espinélio invertido, como a magnetita, possuem celas unitárias cúbicas, e por isso a anisotropia magnetocristalina deste mineral é chamada de “anisotropia cúbica”. A energia de anisotropia magnetocristalina da magnetita é:

$$E_a = K_1(\alpha_1^2 \alpha_2^2 + \alpha_2^2 \alpha_3^2 + \alpha_3^2 \alpha_1^2) + K_2 \alpha_1^2 \alpha_2^2 \alpha_3^2, \quad [3.23]$$

em que α_1, α_2 e α_3 são os cossenos diretores, $K_1 = -1,36 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3}$ e $K_2 = -0,44 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3}$ são as constantes anisotrópicas da magnetita à temperatura ambiente (Lowrie, 2007).

Da Equação [3.23], temos que E_a é mínima quando M_s é paralela ao eixo diagonal do cubo (eixo $\langle 111 \rangle$; Figura 3.5b). Isto significa que o alinhamento dos momentos magnéticos ao longo dos eixos $\langle 110 \rangle$ e $\langle 100 \rangle$ exige muito mais energia (Tauxe et al., 2018; Figura 3.5c).

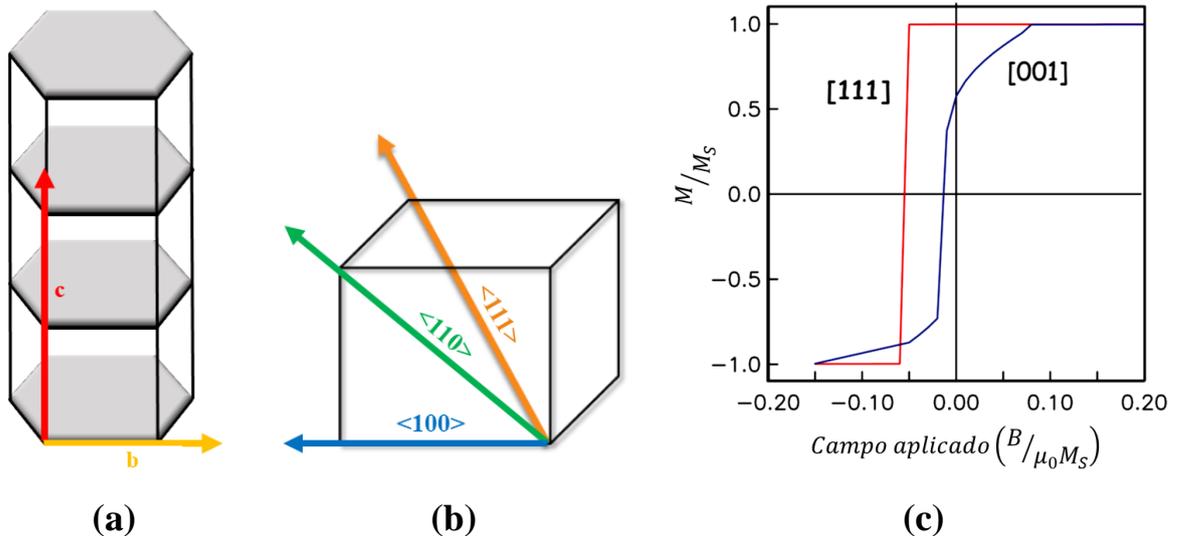


Figura 3.5 – (a) Sistema cristalino hexagonal, como o da hematita. A energia de anisotropia magnetocristalina é mínima ao longo do eixo- b (plano basal) da cela, representado pela cor amarela. (b) Sistema cristalino cúbico, como o da magnetita. A energia de anisotropia magnetocristalina é mínima ao longo do eixo $\langle 111 \rangle$ (diagonal do cubo), representado pela cor laranja. (c) Simulação numérica da magnetização adquirida para os eixos $\langle 001 \rangle$ e $\langle 111 \rangle$ da cela cúbica. O campo é aplicado do zero até a saturação e depois, no sentido oposto. Nota-se que, quando a magnetização espontânea é paralela ao eixo $\langle 111 \rangle$, é mais difícil para mudar sua direção. Fonte: adaptado de Tauxe et al. (2018).

A anisotropia magnetocristalina se altera com a distância interatômica e, consequentemente, com a mudança de temperatura. Como decorrência disso, as constantes anisotrópicas relacionadas à magnetita e à hematita invertem de sinal, aproximadamente, nas temperaturas de -135 °C (chamado de ponto isotrópico T_I) e -15 °C , respectivamente, com drásticas mudanças nas propriedades magnéticas destes minerais (Dunlop & Özdemir, 1997). No caso da magnetita, T_I está próximo da Transição de Verwey (T_V), que ocorre na temperatura de $-153,15\text{ °C}$. Nesta temperatura, a estrutura cristalina passa de cúbica para monoclinica e ocorre um reordenamento dos íons de Fe^{2+} e Fe^{3+} . No caso da hematita, a inversão de sinal da anisotropia magnetocristalina coincide com a Transição de Morin (T_M) a -15 °C (Dunlop & Özdemir, 1997). Abaixo de T_M , ocorre a mudança do eixo de fácil-magnetização, a qual passa a ser ao longo do eixo- c da cela hexagonal (Figura 3.5a). Além disso, os momentos magnéticos relacionados aos íons de Fe^{3+} passam a ser exatamente antiparalelos o que anula a magnetização associada à anisotropia magnetocristalina na hematita (Dunlop & Özdemir, 1997).

3.2.3.2. ANISOTROPIA MAGNETOESTRICTIVA OU MAGNETOELÁSTICA

Quando estão na presença de um campo magnético, os momentos magnéticos dos minerais ferromagnéticos sofrem um torque para se alinharem na mesma direção do campo aplicado. Esta rotação causa tensões na estrutura cristalina do mineral, que por sua vez aumentam ou diminuem a distância interatômica. Deste modo, os átomos se acomodam para chegar a um novo estado de equilíbrio, levando em conta a força Coulombiana. Dessa maneira, a magnetoestricção causa deformações elásticas nos cristais, podendo modificar o formato e/ou o comprimento do mineral. Ela pode ser positiva, caso o material se alongue no sentido da magnetização, ou pode ser negativa, caso o material se alongue perpendicular a magnetização. O coeficiente de magnetoestricção de saturação λ_s é um parâmetro que diz respeito à diferença entre a tensão magnetoelástica no estado desmagnetizado e no estado de magnetização de saturação.

A magnetoestricção também pode estar presente quando é aplicada uma tensão no cristal, chamado efeito piezomagnético. Neste caso, vacâncias, defeitos e deslocamentos na estrutura atômica dos minerais causam um reordenamento dos momentos magnéticos. Além disso, a anisotropia magnetocristalina desempenha um papel importante neste caso, pois a mudança no formato do material, que passa a ser mais alongado, pode mudar o eixo de fácil magnetização.

A energia anisotrópica de magnetoestricção num mineral ferrimagnético com simetria de cela cúbica, é dada pela Equação [3.24] abaixo:

$$E_a = \frac{3}{2}\lambda_{100} \left(\alpha_1^2 \beta_1^2 + \alpha_2^2 \beta_2^2 + \alpha_3^2 \beta_3^2 - \frac{1}{3} \right) + 3\lambda_{111} (\alpha_1 \alpha_2 \beta_1 \beta_2 + \alpha_2 \alpha_3 \beta_2 \beta_3 + \alpha_3 \alpha_1 \beta_3 \beta_1), \quad [3.24]$$

em que λ_s é o coeficiente da magnetoestricção de saturação, σ é a tensão exercida, θ é o ângulo entre a magnetização e a tensão, λ_{100} e λ_{111} são as constantes de magnetoestricção de saturação ao longo dos eixos $\langle 100 \rangle$ e $\langle 111 \rangle$ do cubo, α_i são os cossenos diretores da magnetização e β_i são os cossenos diretores ao longo de uma direção específica.

Na magnetita, a energia de magnetoestricção é uma ordem de grandeza menor que a energia associada a magnetocristalina (à temperatura ambiente). Por outro lado, a magnetoestricção é mais expressiva nas hematitas de domínio simples ($\approx 10^2$ mT) devido às tensões internas na estrutura cristalina do mineral. O coeficiente de magnetoestricção da hematita é $\lambda_s = 8 \cdot 10^{-6}$. Tensões internas de 100 MPa na estrutura cristalina da hematita geram coercividades da ordem de $H_c \approx 500$ mT (Dunlop & Özdemir, 1997).

3.2.3.3. ANISOTROPIA MAGNETOSTÁTICA OU DE FORMA

A anisotropia magnetostática está relacionada com o formato dos minerais ferromagnéticos dentro da rocha. Sua origem se dá pela geração de cargas de superfície na partícula devido à magnetização do grão (Figura 3.6; Lowrie, 2007). Estas as cargas de superfície formam um campo desmagnetizante \vec{H}_d dentro das partículas. Sendo N o fator desmagnetizante e \vec{M} a magnetização do corpo, \vec{H}_d obedece a seguinte relação:

$$\vec{H}_d = -N\vec{M}, \quad [3.25]$$

O fator desmagnetizante é uma constante adimensional, e pode ser representado ao longo dos três eixos do elipsoide (N_1, N_2, N_3), cuja soma é unitária ($\sum_{e=1}^3 N_e = 1$). Seus valores dependem do formato da partícula. Por exemplo, se o grão for esférico, então $N_1 = N_2 = N_3 = \frac{1}{3}$. Em contrapartida, se for um elipsoide prolato magnetizado no eixo maior (Figura 3.6a), então \vec{H}_d é menor e, por decorrência, $N < \frac{1}{3}$. Intuitivamente, caso o elipsoide for magnetizado no eixo menor (Figura 3.6b), \vec{H}_d será maior e $N > \frac{1}{3}$.

A energia de anisotropia magnetostática é a diferença das energias desmagnetizantes ($E_d = \frac{\mu_0}{2} NVM^2$) medidas no eixo maior e menor do elipsoide de volume V :

$$E_a = \frac{\mu_0}{2} (N_2 - N_1) VM^2 \quad [3.26]$$

A energia associada à anisotropia magnetostática (E_a) é mínima quando \vec{M} é paralelo ao eixo maior do elipsoide.

A magnetita é um exemplo de mineral que possui uma forte anisotropia de forma. A magnetização espontânea da magnetita é $4,8 \cdot 10^5 \text{ A/m}$ (Tabela 3.1), e $E_a \cong 2,3 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^3$ (Dunlop & Özdemir, 1997; Lowrie, 2007). Dependendo do formato do grão (variação maior do que 10% no valor de N_1 em relação a $N_2 = N_3$), ela pode superar as anisotropias magnetocristalina e magnetoestrictiva e, neste caso, a sua magnetização se alinha ao longo do eixo mais alongado do grão (Dunlop & Özdemir, 1997). Do ponto de vista macroscópico, a anisotropia de forma pode influenciar nas medidas de magnetização. Como a coleta em campo é realizada em amostras cilíndricas, um artifício utilizado para diminuir os efeitos da anisotropia de forma nas medidas de magnetização, é cortar os espécimes em cilindros-padrão de $\sim 2,2 \text{ cm}$ de altura, para se aproximarem de uma esfera com $N = \frac{1}{3}$.

Tabela 3.1 – Propriedades dos principais minerais ferromagnéticos. Compilado de Dunlop & Özdemir (1997), Lanza & Meloni (2006) e Lowrie (2007).

Mineral	Fórmula química	T_N (°C)	M_S (10^5 A/m)	K_1 (10^4 J/m^3)	λ (10^{-6})	Característica magnética
Magnetita	Fe_3O_4	580	4,8	-1,35 -0,28 (K_2)	35,8 (λ_s) 72,6 (λ_{111}) -19,5 (λ_{100})	Ferrimagnética
TM60	$\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$	150–200	1,25	0,202	114 (λ_s) 95,4 (λ_{111}) 142,5 (λ_{100})	Ferrimagnética
Hematita	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	~ 675	$\sim 0,025$	1200 (eixo c)	8	Antiferromagnetismo imperfeito/parasítico (<i>spin-canted</i>)
Goethita	$\alpha\text{FeO(OH)}$	~ 120	$\sim 0,02$	–	–	Antiferromagnetismo imperfeito/parasítico
Pirrotita	Fe_7S_8	~ 320	$\sim 0,8$	~ 1 (plano c)	< 10	Ferrimagnética
Maghemita	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	590–675	3,8	$\sim -0,1$	-8,9	Ferrimagnética

T_N : temperatura de Néel; M_S : magnetização de saturação; K_1 : anisotropia magnetocristalina; λ : magnetoestrictão à temperatura ambiente.

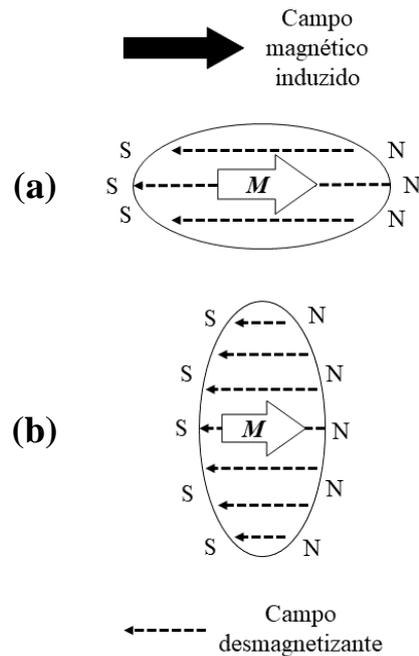


Figura 3.6 – Cargas de superfície gerando um campo desmagnetizante: (a) na direção do eixo maior num elipsoide prolato; (b) na direção do eixo menor num elipsoide prolato. Fonte: adaptado de (Lowrie, 2007).

3.2.4. AQUISIÇÃO DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE EM ROCHAS

3.2.4.1. TEMPO DE RELAXAÇÃO

As rochas podem conter alguns minerais com propriedades ferromagnéticas, que são capazes de guardar a magnetização remanente por até bilhões de anos (Butler, 1992), a depender de fatores como a temperatura de Curie T_C (tipo de mineral magnético), volume, forma do grão e coercividade do mineral em questão. A equação de relaxação magnética para grãos de domínio simples é descrita da seguinte maneira:

$$M(t) = M_0 \exp(-t/\tau), \quad [3.27]$$

em que t é o tempo, M_0 é a magnetização inicial (quando $t = 0$) e τ é uma constante chamada *tempo de relaxação*, que diz respeito a competição entre as energias térmica (E_T) e magnética (E_M) (Butler, 1992; Tauxe, 1998; Tauxe et al., 2018). Como pode ser observado na Figura 3.7a, a magnetização remanente decai por um fator de $1/e$ da magnetização inicial quando o tempo atinge τ .

O tempo de relaxação de um mineral depende da força coerciva microscópica (h_c) da magnetização de saturação (M_s), do volume microscópico (v), de um fator de frequência ($C \approx 10^{10} \text{ s}^{-1}$), da temperatura (T) e da constante de Boltzmann (k), e é matematicamente descrito pela seguinte equação:

$$\tau = \frac{1}{c} \exp\left(\frac{E_M}{E_T}\right) = \frac{1}{c} \exp\left(\frac{h_c \cdot M_s \cdot v}{k \cdot T}\right), \quad [3.28]$$

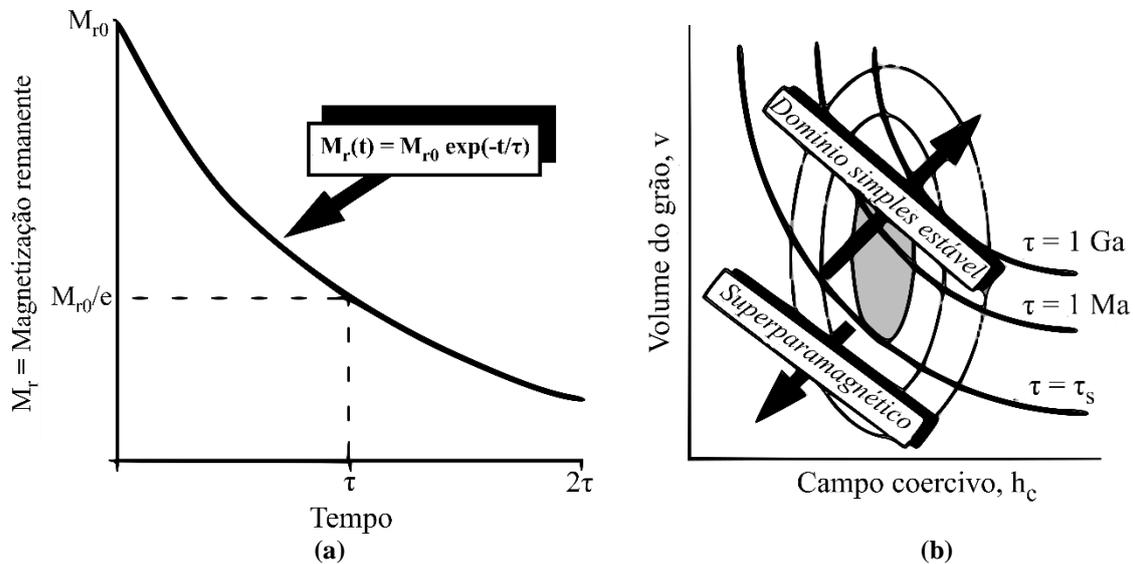


Figura 3.7 – (a) Relaxação magnética da magnetização remanente com o tempo e (b) dependência do volume do grão e da coercividade no tempo de relaxação de grãos ferromagnéticos de domínio simples à temperatura ambiente. Fonte: Butler (1992).

A Figura 3.7b mostra a relação entre o volume do grão (v) e a coercividade intrínseca (h_c) para grãos de domínio simples (na temperatura ambiente), onde as curvas indicam os limites de grãos de domínios instáveis para grãos de domínios estáveis para os tempos de relaxação de 100 s, 1 Ma e 1 Ga, respectivamente.

A energia magnética é responsável por manter M_s estável numa direção, apesar de ser afetada pela energia térmica (Equação [3.28]), que provoca oscilações na M_s . Esta barreira pode ser ultrapassada na temperatura de bloqueio T_B ($T_B < T_C$), onde τ passa a ser suficientemente pequeno, da ordem de alguns segundos (Butler, 1992). Este efeito é chamado de “superparamagnetismo” e ele é o princípio responsável pelas desmagnetizações térmicas em etapas. O superparamagnetismo também é observado em partículas extremamente finas. No caso de grãos de magnetita e hematita da ordem de $0,02 \mu\text{m}$ (ou menor), o tempo de relaxação é menor ou igual a 100 s (Lowrie, 2007). A Figura 3.8 mostra um gráfico da dependência do formato de um grão de magnetita com seu comportamento magnético. Note que a passagem de um grão instável, com tempo de relaxação de 100 s, para um grão estável, com tempo de relaxação de 10^9 anos, é representada por uma variação bem pequena no comprimento do grão.

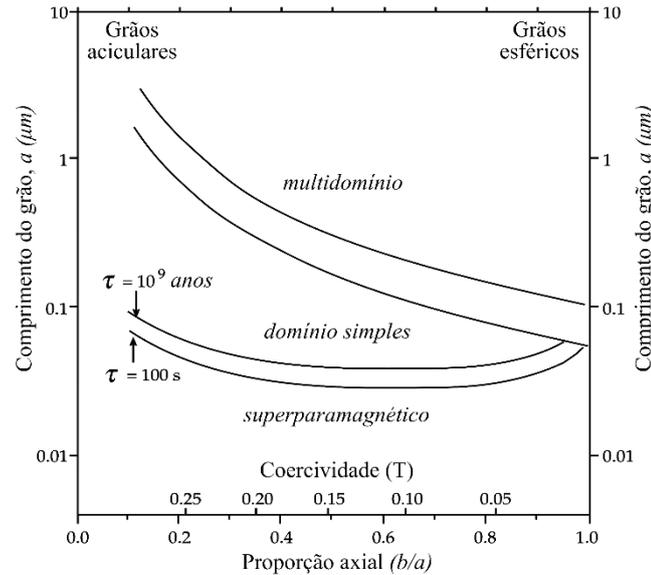


Figura 3.8 – Dependência do formato e do tamanho de um grão de magnetita para o comportamento magnético do mineral. As faixas indicam as zonas de transição de um efeito a outro. Fonte: modificado de M. E. Evans & McElhinny (1969) e Lowrie (2007).

3.2.4.2. ESTADOS DE DOMÍNIO MAGNÉTICO

Dentro das rochas, são encontrados grãos ferromagnéticos de maior e menor estabilidade magnética. Os estados de domínio magnético, como os de domínio simples, de pseudo-domínio simples e de multidomínio influenciam nessa estabilidade, junto com o formato, volume e tipo de mineral. A dependência da coercividade com a energia anisotrópica K_u e a magnetização de saturação M_S , é:

$$H_C = \frac{2K_u}{M_S} \quad [3.29]$$

As partículas de domínio simples (ou SD, do inglês *single domain*) são partículas uniformemente magnetizadas na direção preferencial, determinadas pelas energias anisotrópicas. A magnetização remanente nestas partículas permanece estável quando submetidas a campos magnéticos abaixo da coercividade H_C . Acima de H_C , a magnetização espontânea fica “livre” para se alinhar ao campo vigente. No caso da magnetita, a teoria estabelece que H_C é, no máximo, de 300 mT, enquanto na hematita pode chegar a coercividade de 2 T (Lowrie, 2007).

Assim como no efeito superparamagnético descrito acima, o estado de domínio depende do tamanho e do formato dos grãos ferromagnéticos. No caso das magnetitas, o estado de domínio-simples (SD) aparece em partículas esféricas de tamanhos que variam entre 0,03 e 0,1 μm , e podem chegar a 1 μm no caso dos grãos alongados (Figura 3.8; Lowrie, 2007). Como discutido em tópicos anteriores, a anisotropia magnetostática é responsável pela maior energia

anisotrópica nas magnetitas, observada principalmente em grãos alongados, motivo pelo qual grãos alongados de magnetita possuem maior coercividade. Por outro lado, a energia magnetostática na hematita é bem menor, sendo que grãos SD de hematita podem ocorrer entre 0,03 e 15 μm de tamanho, em que suas altas coercividades são decorrentes da anisotropia magneto-estrictiva (Lowrie, 2007).

Como visto acima, o campo desmagnetizante (Equação [3.25]) está associado a uma energia desmagnetizante que depende diretamente do volume do grão e da sua magnetização ao quadrado ($E_d = \frac{\mu_0}{2} NVM^2$). Quando esta energia é muito alta, devido ao aumento do volume do grão e da sua magnetização espontânea, o mineral tende a se subdividir em domínios menores (domínios de Weiss), com magnetização uniforme dentro de cada domínio, mas com direções opostas, tendo como consequência a diminuição da energia desmagnetizante total do grão. Nestes casos, aparecem os estados magnéticos de multidomínio (ou MD, do inglês *multidomain*). As paredes que dividem um domínio de outro são chamadas de “paredes de domínio de Bloch”, e sua espessura (do ponto de vista teórico) é por volta de 0,28 μm para a magnetita (Dunlop & Özdemir, 1997). Grãos MD são menos estáveis quando comparados aos grãos SD, pois se precisa de menos energia para superar as barreiras de energia associadas às paredes de domínio magnético.

Entre o SD e MD, ocorrem estados transientes chamados de pseudo-domínio simples (ou PSD, do inglês *pseudo-single domain*). No trabalho de Schabes & Bertram (1988), foi aplicado um modelo micromagnético em partículas PSD cúbicas, com anisotropias uniaxiais. Os autores chegaram a dois estados possíveis, chamados de “flor” e de “vórtex” (Figura 3.9), que são estruturas estáveis, com razão M_{RS}/M_S intermediária entre 0,5 e 0,05 (Day et al., 1977). Por outro lado, Dunlop (2002a, 2002b) argumenta em seus trabalhos que o efeito do PSD pode ser decorrente da mistura de minerais SD com grãos MD.

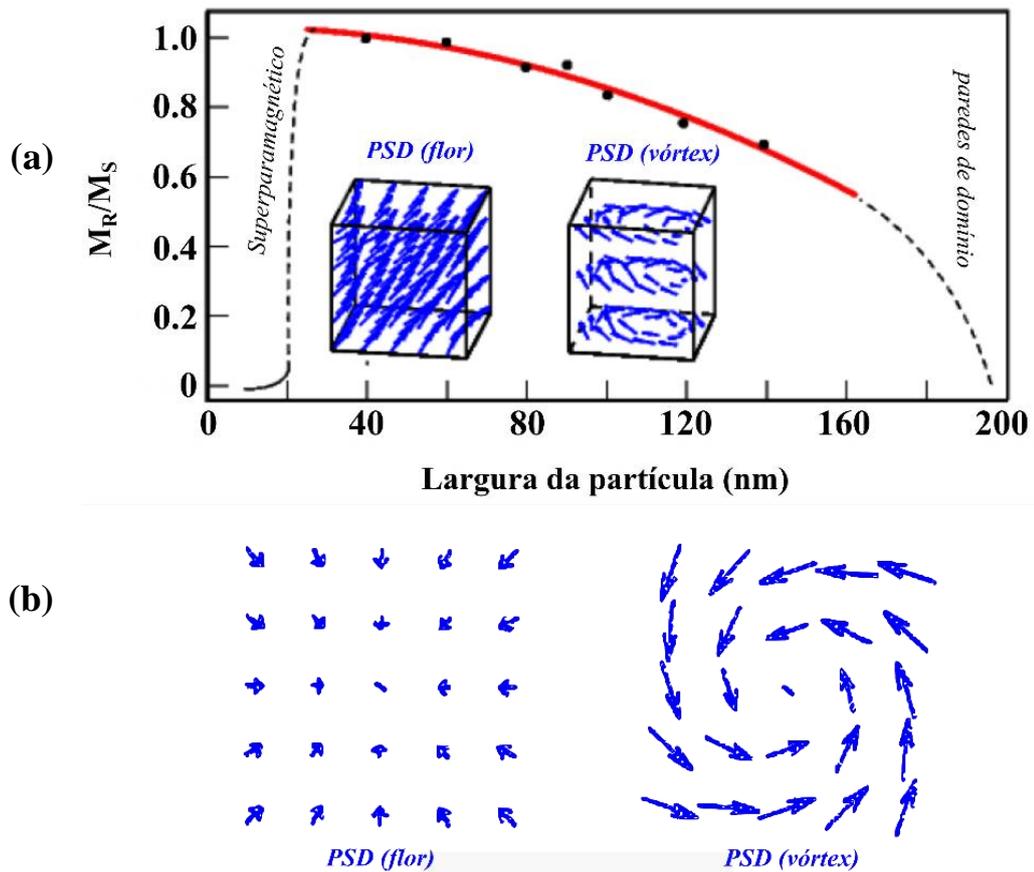


Figura 3.9 – Modelo micromagnético dos estados de equilíbrio de pseudo-domínio simples em partículas ferromagnéticas cúbicas. (a) Dependência da razão M_R/M_S com a largura da partícula, mostrando a transição entre os estados de domínio magnético. Fonte: Tauxe et al. (2002, 2018). (b) Projeção dos momentos magnéticos no plano basal dos cubos. Fonte: Schabes & Bertram (1988).

Além da modelagem micromagnética, existem outras técnicas capazes de averiguar o estado de domínio magnético, considerando o volume total da rocha. O diagrama de Day et al. (1977), por exemplo, utiliza parâmetros das curvas de histerese para tal. Por outro lado, alguns autores questionam a confiabilidade do diagrama, além de ser limitado apenas para as magnetitas e titanomagnetitas (Tauxe et al., 2002, 2018). Adicionalmente, são empregadas outras técnicas de laboratório, como os diagramas das curvas de reversão de primeira ordem, conhecido como diagramas FORC (sigla em inglês para *first order reversal curves*) (Bilardello & Egli, 2020, 2021).

3.2.4.3. TIPOS DE MAGNETIZAÇÃO

Nos tópicos acima, foi comentado que a magnetização remanente (M_R) pode permanecer gravada na rocha por até bilhões de anos, dependendo do estado de domínio magnético,

do volume e do formato do grão, além do tipo de mineral ferromagnético. Nos tópicos abaixo, serão descritos os tipos e as formas de aquisição da M_R .

❖ **MAGNETIZAÇÃO REMANENTE NATURAL (MRN)**

A soma da magnetização primária, adquirida durante a formação da rocha, com as magnetizações secundárias, adquiridas posteriormente, resulta numa magnetização remanente chamada de “magnetização remanente natural – MRN”. A MRN costuma ser medida em laboratório antes de qualquer tratamento magnético, e ela independe da forma como foram adquiridas a componente primária e as componentes secundárias (Lanza & Meloni, 2006).

❖ **MAGNETIZAÇÃO TERMORREMANENTE (MTR)**

A MTR em rochas ígneas é adquirida durante o resfriamento do magma, sob a ação do campo geomagnético. Em temperaturas altas, o tempo de relaxação dos minerais magnéticos é baixo e ocorre uma orientação preferencial da magnetização associada a estes minerais, na direção mais próxima do campo atuante, respeitando as suas anisotropias magnéticas. Quando os minerais atingem a temperatura de bloqueio, τ se torna suficientemente grande para manter uma magnetização estável. Como a cristalização da rocha não é homogênea, cada grão do mesmo mineral ferromagnético pode ter um formato e/ou tamanho diferente, resultando em um espectro de temperaturas de bloqueio (T_B) com diferentes estabilidades magnéticas. Quando a rocha atinge a temperatura ambiente, determinados grãos (os de T_B maiores, mais próximas da T_C dos minerais magnéticos) podem preservar a magnetização (e, por consequência, a direção do campo geomagnético) por bilhões de anos.

❖ **MAGNETIZAÇÃO REMANENTE QUÍMICA (MRQ)**

A MRQ se origina pela transformação dos minerais presentes na rocha em minerais ferromagnéticos, ou então pela formação de novos minerais magnéticos. Durante o crescimento de um novo mineral, ele se torna estável quando passa por um volume crítico, chamado volume de bloqueio (V_B), onde o tempo de relaxação aumenta significativamente e a magnetização do grão se torna estável, preservando a direção do campo geomagnético. Deste modo, sua estabilidade magnética pode ser similar à da MTR e, em alguns casos, se torna difícil separá-las pelas técnicas de desmagnetização (vide tópico 3.2.5). A MRQ pode ser considerada como componente primária, caso ocorra logo após a formação da rocha, mas também pode originar componentes secundárias, como produto do intemperismo (Lanza & Meloni, 2006).

❖ **MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DEPOSICIONAL (MRD) E MAGNETIZAÇÃO REMANENTE PÓS-DEPOSICIONAL (MRPD)**

O modelo de aquisição da MRD consiste no alinhamento estatístico dos momentos magnéticos (\vec{m}) dos grãos ferromagnéticos com a direção do campo da Terra, durante a deposição dos sedimentos. Várias forças atuam durante a deposição produzindo torques nos grãos magnéticos que atrapalham o alinhamento dos grãos. São elas a viscosidade, inércia e mecânica. Estas forças contrapõem-se à força magnética (produzidas pelo campo geomagnético), que tende a alinhar os momentos magnéticos. Assim, o alinhamento é mais efetivo em grãos pequenos, menores do que 0,01 mm (Dunlop & Özdemir, 1997). Com a deposição e posterior compactação dos sedimentos, ocorre o efeito de diminuição da inclinação (*inclination shallowing*) da componente da MRD, o qual pode ser corrigido das medidas (e.g., King, 1955; Li & Kodama, 2016).

Experimentos em laboratório mostraram que a maior parte da magnetização adquirida por sedimentos marinhos é pós-deposicional (Butler, 1992). A MRpD acontece com o realinhamento das partículas ferromagnéticas após a deposição e antes da litificação. Este realinhamento é bastante comum em zonas bentônicas, onde há presença de indivíduos que rastejam e descompactam o sedimento (bioturbação) (Butler, 1992).

❖ **MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ISOTÉRMICA (MRI)**

A MRI é induzida quando a rocha é submetida à aplicação de campos magnéticos em experimentos de laboratório, como uma forma de caracterizar os minerais magnéticos. Na natureza, a magnetização remanente isotérmica pode ser produzida por descargas elétricas relacionadas a raios. Neste último caso, a magnetização possui direção aleatória e intensidade alta, podendo chegar à magnetização de saturação (Lanza & Meloni, 2006).

Como o próprio nome diz, a MRI é adquirida a temperatura constante. Em laboratório, são aplicados campos crescentes que podem atingir a magnetização de saturação. Após cada etapa de aplicação do campo, a intensidade da magnetização é medida e um gráfico da MRI pelo campo aplicado é construído, o qual pode dar informações sobre os possíveis minerais magnéticos presentes na rocha.

Uma técnica (comumente chamada de “*unmixing*”) aplicada na identificação dos minerais magnéticos presentes nas rochas, com diferentes espectros de coercividades, emprega o gradiente da curva de MRI. Ela foi inicialmente desenvolvida por Robertson & France (1994) e consiste na transformação da curva de MRI em uma função logarítmica gaussiana cumulativa (sigla CLG, do inglês *cumulative log gaussian function*), que depende de três parâmetros:

- i. Do campo necessário para que magnetize metade da população de coercividade ($H_{1/2}$), sendo que $H_{1/2}$ deve ser próximo ao valor da coercividade de remanência da magnetização e ele possui um valor específico para cada mineral presente, independente da concentração deste mineral;
- ii. Da amplitude da CLG, sendo que esta é inferida pela MRI de saturação;
- iii. Do parâmetro de dispersão (sigla DP, do inglês *dispersion parameter*). Ele mostra a dispersão aparente das coercividades associadas a cada mineral.

A Figura 3.10 é um exemplo de uma curva de MRI que foi transformada numa CLG.

Nota-se a presença de dois minerais de coercividades aparentes distintas:

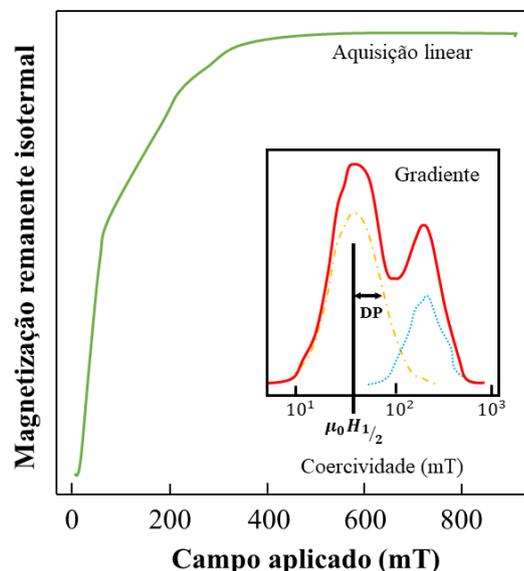


Figura 3.10 – Exemplo de curva de MRI com duas componentes de coercividade distintas. A aquisição linear (curva verde) é a obtida em procedimentos de laboratório. As componentes podem ser separadas numa análise do gradiente da MRI, onde são formados modelos para duas componentes (laranja e azul), que quando somadas formam o gradiente total (vermelho). $H_{1/2}$ é o campo necessário para magnetizar metade da população de coercividade e DP é a dispersão da coercividade aparente. Fonte: modificado de Tauxe (1998).

Posteriormente, Egli (2003) desenvolveu uma técnica semelhante sem a necessidade da análise das componentes, com o objetivo de contornar as limitações da metodologia de Robertson & France (1994), pois ela apresenta muita sensibilidade aos erros experimentais e na CGL escolhida para modelar a distribuição das componentes. Amostras com partículas MD e SD não interativas não podem ser modeladas através da CGL (Egli, 2003). Então, o autor propôs que primeiramente fosse removido o ruído do sinal sem a aplicação da análise de componentes. Depois, seriam calculadas as distribuições das coercividades filtradas e suas respectivas margens de erro, para então aplicar a análise de componentes por meio das funções de distribuição de probabilidade generalizada (sigla PDF, do inglês *probability distribution functions*).

❖ **MAGNETIZAÇÃO REMANENTE VISCOSA (MRV)**

A magnetização remanente viscosa é uma componente secundária adquirida pela influência do campo magnético da Terra. Ela ocorre quando as barreiras de energia que retêm a magnetização remanente primária são superadas. Grãos ferromagnéticos com tempos de relaxação baixos são mais suscetíveis a gravar uma magnetização remanente viscosa. Grãos MD costumam adquirir a MRV com mais facilidade, pois as paredes de domínio de Bloch são facilmente movimentadas dentro das partículas, além das coercividades serem menores neste estado. Grãos com volumes muito pequenos, que são superparamagnéticos (SP), não conseguem preservar magnetização estável, a qual se alinha na direção do campo geomagnético.

3.2.4.4. **HISTERESE MAGNÉTICA**

A histerese magnética é uma característica atrelada aos minerais ferromagnéticos quando submetidos a um campo magnético. A curva de histerese é obtida em experimentos de laboratório, em que a magnetização na amostra é medida enquanto é aplicado um campo magnético externo crescente na mesma direção até atingir um campo máximo do aparelho, e depois é aplicado o mesmo campo magnético crescente, mas em sentido oposto. A Figura 3.11a é um exemplo de uma curva de histerese para uma rocha contendo um conjunto de grãos SD prolatos (Figura 3.11b).

Supondo na situação inicial, um conjunto de grãos aleatórios com magnetização nula ($\vec{M} = 0$), à medida que o campo magnético \vec{H} aumenta, os grãos com coercividades menores ou iguais a \vec{H} irão sofrer um torque, tendendo a se na mesma direção e sentido do campo aplicado (Ponto 1, Figura 3.11b), até que todos os grãos estejam completamente alinhados a \vec{H} (Ponto 2, Figura 3.11b), chegando à chamada “magnetização de saturação” (M_S). Quando o campo decresce, a magnetização não será nula para $\vec{H} = \vec{0}$, pois parte dos momentos magnéticos não irão retornar para a posição inicial, mas sim para a posição de menor nível energético, sendo notada uma “magnetização remanente de saturação” (M_{RS}) (Ponto 3, Figura 3.11b). A coercividade da amostra (H_C) é representada pelo campo magnético, aplicado no sentido oposto, que anula a magnetização, isto é, $\vec{M} = \vec{0}$ (Ponto 4, Figura 3.11b). A coercividade de remanência (H_{CR}) é definida como sendo o campo que deve ser aplicado no sentido oposto, para que a amostra perca a sua magnetização remanente após a retirada do campo aplicado.

Para o caso de rochas com grãos MD, no lugar dos momentos magnéticos, são movimentadas as paredes de domínio magnético, até serem temporariamente destruídas quando

atingem M_S (Figura 3.11c). Após a retirada do campo, ocorre a restituição das paredes de domínio magnético, mas em posições distintas à posição inicial (de $\vec{M} = \vec{0}$), resultando numa M_{RS} .

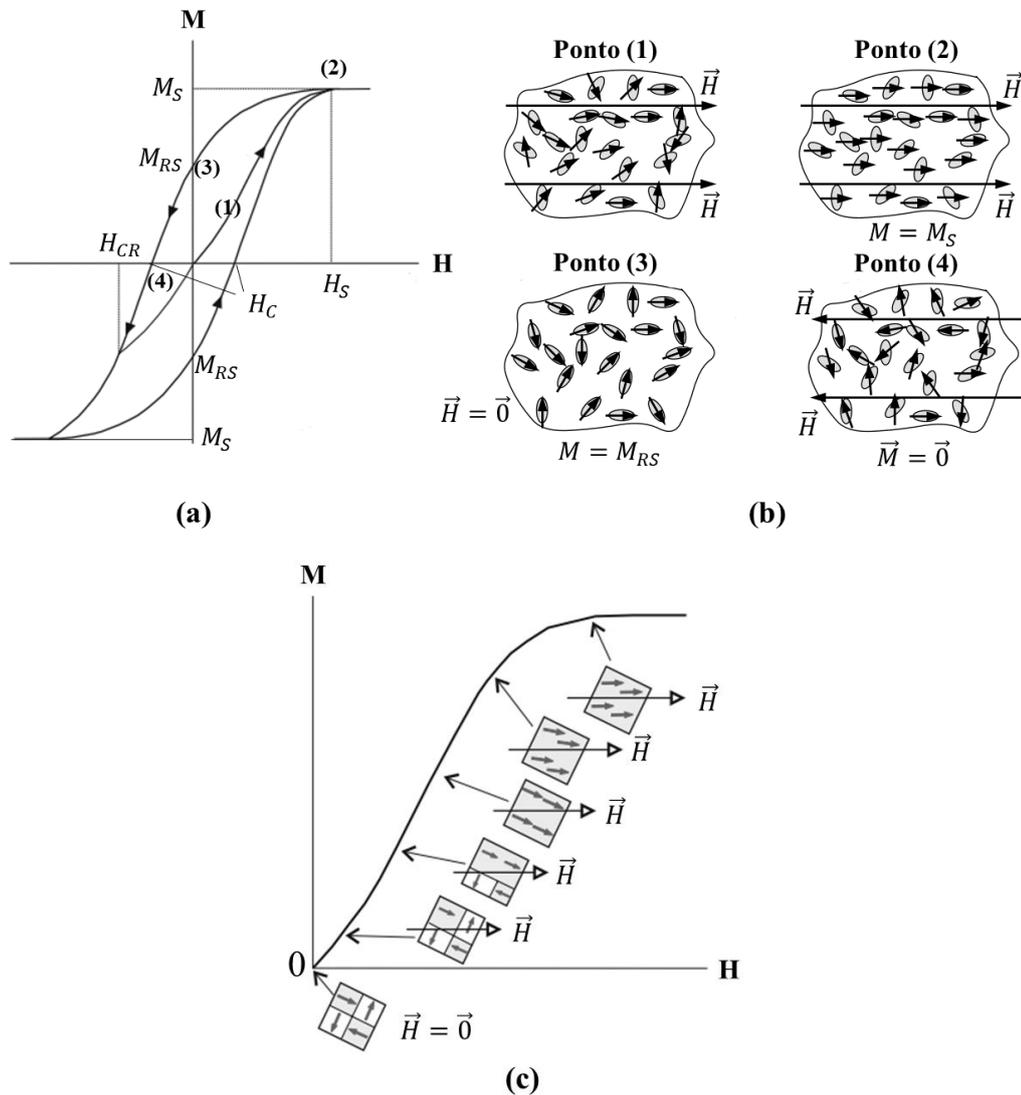


Figura 3.11 – (a) Histerese magnética para grãos prolatos de domínio simples. No ponto 1, os domínios magnéticos tendem a se alinhar com o campo externo até chegarem na magnetização de saturação (M_S) para um campo H_S (ponto 2), como mostrado nas figuras (a) e (b). Ao diminuir a intensidade do campo até zero a amostra irá adquirir uma magnetização remanente de saturação (M_{RS} , ponto 3). A coercividade do material é observada pela largura da histerese (H_C) (ponto 4). A coercividade de remanência (H_{CR}) será o campo aplicado no sentido oposto necessário para que a amostra perca toda a sua magnetização remanente, após a retirada do campo. (c) Curva de aquisição da magnetização até a saturação para grãos de multidomínio. (vide detalhes no texto) Fonte: modificado de Butler (1992) e Lanza & Meloni (2006).

Como as rochas são formadas por diferentes tipos de minerais dia-, para- e ferromagnéticos e este, por sua vez, com diferentes estruturas de domínios, a curva de histerese mede a contribuição total de todas as partículas presentes na amostra, que podem resultar em curvas de formatos diversos. Entretanto, os minerais ferromagnéticos são os únicos a produzir histerese e, devido ao seu efeito mais expressivo, geralmente mascaram os efeitos dia- e paramagnéticos. As contribuições paramagnéticas são descontadas e corrigidas das medidas, e o efeito

diamagnético é praticamente imperceptível. Algumas misturas de magnetitas e/ou hematitas SP, PSD e MD formam curvas de histerese bastante distorcidas, que podem ser chamadas de (Tauxe et al., 2018):

- iv. Pescoço-de-ganso (*goose-neck*): resultado da mistura de magnetita e hematita;
- v. Cintura-de-vespa (*wasp-waisted*): mistura de magnetita SD e SP;
- vi. *Pot-bellied*: mistura de magnetita SD e grãos muito finos de magnetita SP.

3.2.5. SEPARAÇÃO DAS COMPONENTES DA MAGNETIZAÇÃO

Como mostrado em tópicos anteriores, a rocha adquire magnetização durante a sua formação (magnetização primária), podendo ser uma termorremanente, adquirida durante o resfriamento do magma ou uma magnetização remanente deposicional ou pós-deposicional, a qual ocorre durante a formação das rochas sedimentares. Durante a sua história geológica, a rocha pode adquirir outras magnetizações (secundárias) em decorrências de processos físicos ou químicos (aquecimentos parciais, metamorfismo, intemperismo, diagênese, exposição ao campo geomagnético, entre outros), as quais se somam à magnetização primária. Em muitos casos estas componentes estão associadas a espectros distintos de coercividades ou de temperaturas de bloqueio. Normalmente, dois métodos experimentais são empregados na tentativa de separar estas componentes: a desmagnetização por campos alternados (AF, sigla em inglês para *alternating field*) e a desmagnetização térmica.

A desmagnetização AF é aplicada para separar componentes com espectros de coercividades parcial ou totalmente distintos. A técnica consiste em aplicar passos crescentes de campos alternados na amostra (em ambiente de campo nulo) e medir a magnetização da amostra após cada passo de desmagnetização. Durante um passo de desmagnetização, um campo alternado de pico H_{AF} (Figura 3.12a) é aplicado, o qual decresce linearmente a zero. As magnetizações de todos os grãos com coercividades menores ou iguais ao campo aplicado são orientadas alternadamente em direções opostas (Figura 3.12b), de modo que a soma vetorial das magnetizações associadas a estes grãos resulta em magnetização nula.

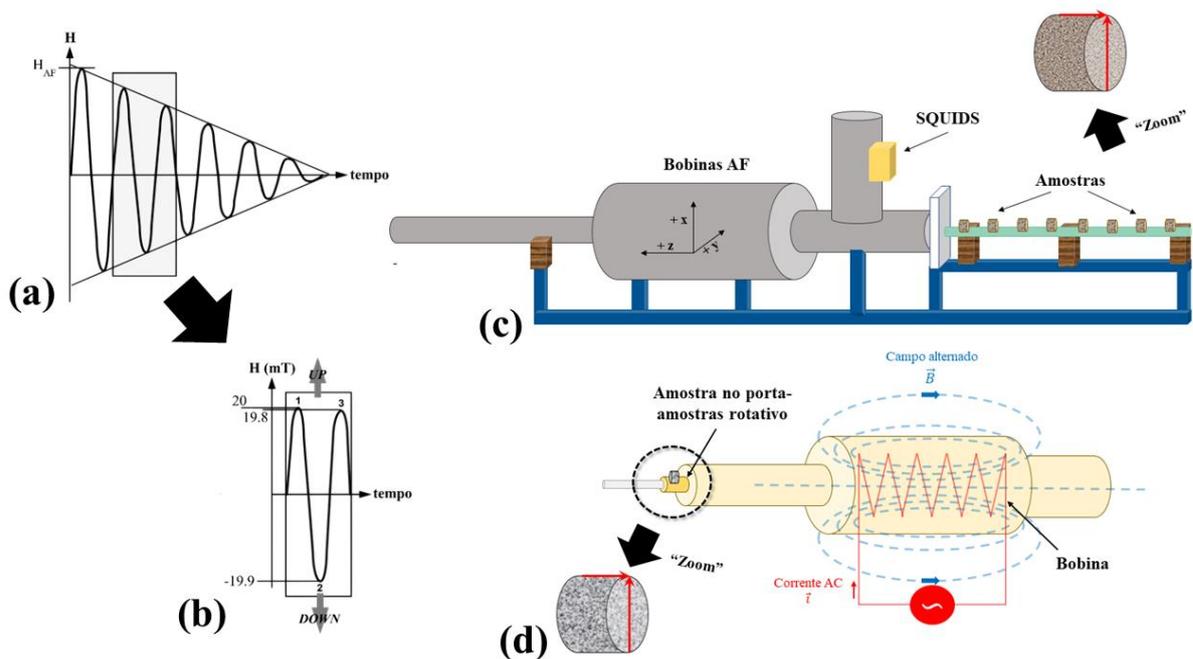


Figura 3.12 – (a) Representação da onda do campo magnético aplicado na amostra dentro do desmagnetizador por campos alternados. H_{AF} é o campo máximo do ciclo. (b) Zoom do retângulo cinza da figura (a). Ponto 1 com pico de intensidade de 20 mT aplicado na direção “para cima” (up) e ponto 2 com pico em -19,9 mT aplicado na direção “para baixo” (down) e ponto 3 com intensidade de 19,8 mT aplicado na direção “para cima” (up). Fonte: Butler (1992). (c) Esquema de um magnetômetro criogênico com bobinas de campos alternados (AF, do inglês *alternated field*). Este tipo de magnetômetro possui 3 bobinas (eixos x , y e z) que induzem campos alternados. Chamado de desmagnetizador de eixo fixo. Fonte: autoria própria. (d) Esquema de um desmagnetizador rotativo com uma única bobina que gera campos alternados. A amostra é desmagnetizada nos 3 eixos por meio do porta-amostra rotativo. Fonte: autoria própria.

Dentro dos desmagnetizadores AF, existem bobinas circulares por onde passam correntes elétricas alternadas (correntes AC) que geram campos magnéticos alternados, como mostrada na Figura 3.12a. Existem dois tipos de desmagnetizadores por campos alternados, sendo um de eixo fixo (Figura 3.12c) e outro, rotativo (Figura 3.12d). O desmagnetizador de eixo fixo possui 3 bobinas arranjadas nos eixos x , y e z . Com as amostras fixas no porta-amostras na direção mostrada no “zoom” da Figura 3.12c, elas passam por dentro do desmagnetizador enquanto apenas uma das bobinas é acionada. A etapa de desmagnetização se completa quando as amostras passam 3 vezes pelo desmagnetizador, para cada vez em que é acionada uma bobina. Por outro lado, o desmagnetizador rotativo possui uma única bobina horizontal, onde a amostra é inserida dentro da bobina em um porta-amostra rotativo, que permite que a amostra seja desmagnetizada ao longo dos três eixos ao mesmo tempo.

A desmagnetização térmica, por outro lado, é usada para separar componentes de magnetização com espectros de temperaturas de bloqueio parcial ou totalmente distintos. A técnica consiste em aquecer as amostras em temperaturas crescentes, em ambiente de campo nulo, e esfriá-las em seguida. Após cada etapa de aquecimento/resfriamento, a magnetização

remanente é medida. Durante a desmagnetização, em determinada temperatura T_i , todos os grãos ferromagnéticos com temperaturas de bloqueio iguais ou inferiores à T_i irão ter seus tempos de relaxação reduzidos para a ordem do tempo do experimento. Como o campo externo é nulo, não há preferência na orientação das magnetizações associadas a estes grãos, de modo que a magnetização total associada a este conjunto de grãos será nula após o resfriamento das amostras (Butler, 1992).

3.2.5.1. DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES DA MAGNETIZAÇÃO

No caso da análise paleomagnética, são utilizadas as projeções estereográficas (Figura 3.13d) e ortogonais (projeção de *Zijderveld*, Figura 3.14) além dos gráficos de intensidades (Figura 3.13c) para determinar as direções (componentes) de magnetização portadas pelas amostras, após as desmagnetizações térmicas e por campos alternados (AF). A Figura 3.13 mostra a situação hipotética de uma amostra que apresenta duas componentes (\overline{AB} e \overline{BC}), cuja soma vetorial corresponde à magnetização remanente natural (MRN) da amostra. Nesta situação, as componentes \overline{AB} e \overline{BC} apresentam espectros distintos de coercividades ou temperaturas de bloqueio.

Durante o procedimento de desmagnetização, a componente \overline{BC} é eliminada entre os passos de 0 a 3 e a componente \overline{AB} , entre os passos de 3 a 7 (Figura 3.13a e Figura 3.13b). A Figura 3.13d mostra a projeção estereográfica da direção de magnetização após cada etapa de desmagnetização. Note que o vetor caminha entre os passos de 0 a 3, devido à desmagnetização da componente \overline{BC} , com coercividades ou temperaturas de bloqueio mais baixas. Entretanto, esta componente não pode ser determinada através desta projeção. Entre os passos 3 e 7, a direção medida não muda mais e corresponde à direção estável final (\overline{AB}), também conhecida como “*end point*”.

Na projeção estereográfica, a intensidade da magnetização não é considerada. Sendo assim, costuma-se fazer um gráfico da intensidade em função do passo de desmagnetização (Figura 3.13c). Na Figura 3.13, duas situações de composição das componentes \overline{AB} e \overline{BC} são apresentadas (Figura 3.13a e Figura 3.13b), as quais refletem na forma das curvas de intensidades (Figura 3.13c).

Diante das limitações da projeção estereográfica, *Zijderveld* (1967) propôs um novo método de representação vetorial dos dados direcionais obtidos nos procedimentos de desmagnetização, o qual vem sendo amplamente usado na identificação das componentes de

magnetização. A proposta é representar a projeção horizontal e vertical da ponta do vetor da magnetização medida em um sistema de coordenadas ortogonais. O plano da projeção horizontal é, então, rebatido para o plano vertical ao longo do eixo Norte-Sul ou Leste-Oeste, o que permite a representação das duas projeções em um mesmo plano. A Figura 3.14 mostra, de forma esquemática, projeções horizontais e verticais dos vetores de magnetização oriundos do processo de desmagnetização em etapas sucessivas. Note que a projeção horizontal foi rebatida para a projeção vertical ao longo do eixo Norte-Sul (eixo comum aos dois planos) e a direção Leste (E) está na direção de Z (Down – direção do interior da Terra).

Quantitativamente, estas direções são determinadas através da análise de componentes principais (Kirschvink, 1980), que consiste em um ajuste por mínimos quadrados aos pontos que definem cada componente nas projeções ortogonais. A precisão do ajuste pode ser calculada através do desvio angular máximo (sigla MAD, do inglês *maximum angular deviation*). Segundo Kirschvink (1980), quanto menor for este ângulo, melhor é o ajuste dos pontos à reta. A eficiência na separação de componentes através do método de componentes principais depende dos espectros de coercividades ou temperaturas de bloqueio associados às componentes de magnetização. Este método será eficiente somente quando estes espectros não se interceptam ou se interceptam parcialmente (casos dos exemplos das Figura 3.14a e Figura 3.14b). No caso em que estes espectros se interceptam totalmente (caso da Figura 3.14c), não há como identificar e calcular estas componentes já que os pontos não definem retas.

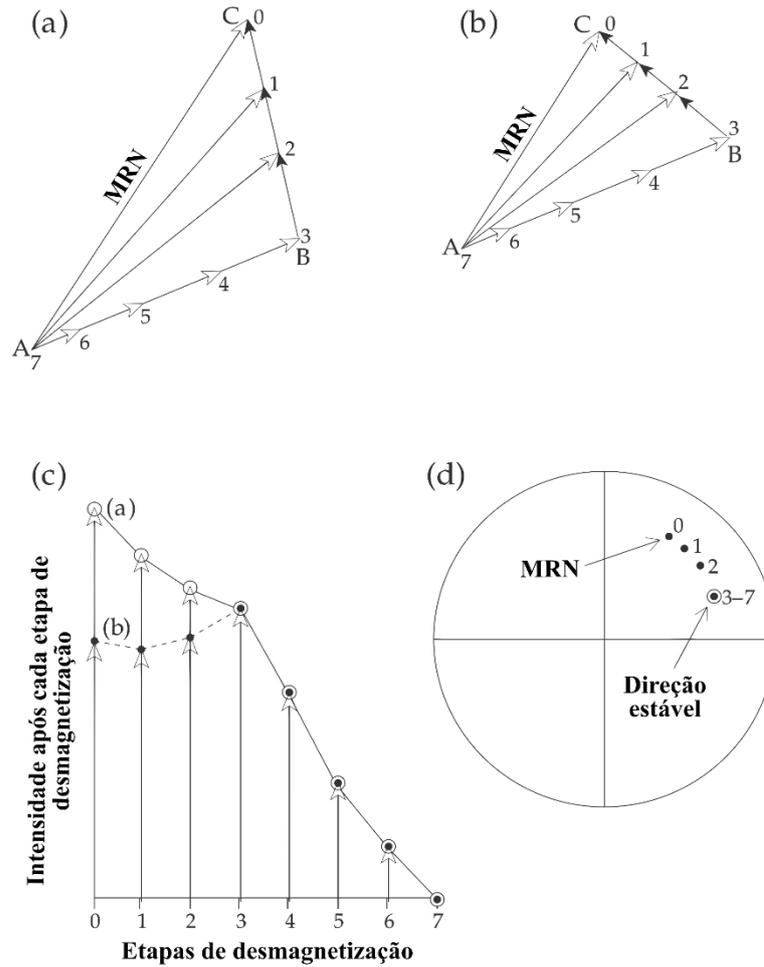


Figura 3.13 – Desmagnetização em etapas de duas componentes com diferentes estabilidades magnéticas. (a) e (b) são representações dos vetores de duas componentes: componente secundária, de menor estabilidade (\vec{BC}) e componente primária (direção característica), de maior estabilidade (\vec{AB}). (c) Gráfico de intensidade para os casos (a) e (b). (d) Estereograma indicando a mudança das direções entre as etapas 0–3 para a de 3–7. A etapa 0 de vetor total é chamada de magnetização remanente natural (MRN). Fonte: modificado de Lowrie (2007).

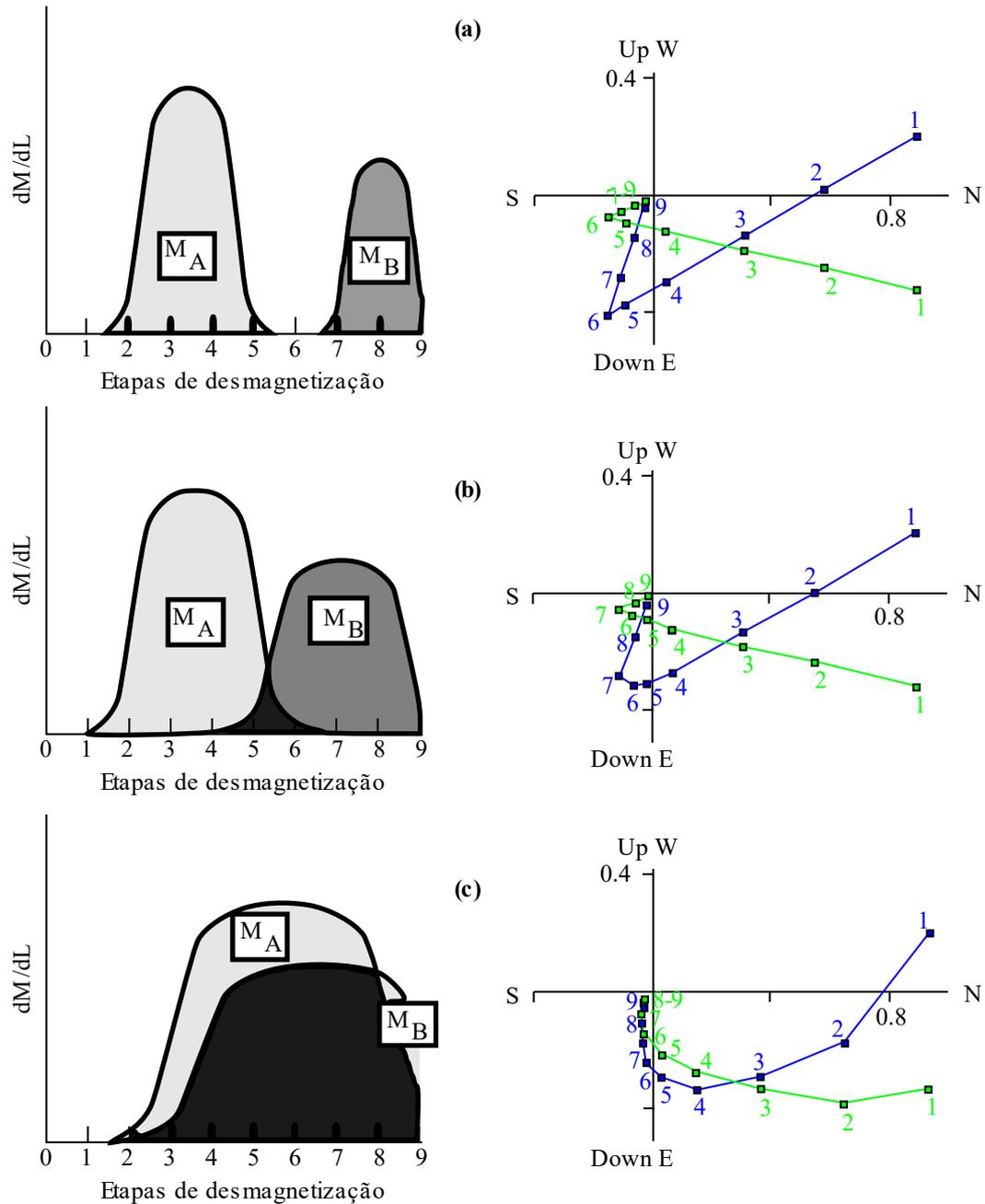


Figura 3.14 – Esquemas dos espectros de desmagnetização (à esquerda) e os diagramas de Zijderveld associados a estes espectros (à direita), com projeções horizontais em azul e verticais em verde. (a) A componente de menor estabilidade M_A é removida entre as etapas 1 a 6 de desmagnetização, enquanto a componente de maior estabilidade M_B é removida entre as etapas 6 a 9 de desmagnetização. (b) A componente de menor estabilidade M_A é removida entre as etapas 1 a 4 de desmagnetização, enquanto a componente de maior estabilidade M_B é removida entre as etapas 7 a 9 de desmagnetização. Note que entre as etapas 4 e 7 ocorre sobreposição dos espectros, em que não se define uma reta no diagrama de Zijderveld. (c) Os espectros de menores e maiores coercividades (M_A e M_B , respectivamente) se sobrepõem, inviabilizando a separação das duas componentes pelo diagrama de Zijderveld. Fonte: modificado de Butler (1992).

3.2.6. TESTES DE ESTABILIDADE MAGNÉTICA

À priori, não se sabe se a componente mais estável observada é uma componente primária (adquirida durante a formação da rocha) ou secundária (adquirida após a formação da rocha). A magnetização remanente característica (sigla ChRM, do inglês *characteristic remanent magnetization*) é representada pelas direções de magnetização mais estáveis e coerentes, que podem ou não ser direções primárias. Neste sentido, testes de campo são aplicados para determinar a estabilidade e a origem da ChRM, se primária ou secundária, os quais são descritos a seguir:

❖ **TESTE DO CONTATO COZIDO**

Este teste pode ser aplicado para identificar se a rocha ígnea estudada é portadora de uma magnetização remanente primária ou não. Para isso, são coletadas amostras da rocha hospedeira na zona cozida (próxima ao contato) e na zona não-cozida (distante do contato) pela intrusão ígnea. Por conta do aquecimento, a zona cozida costuma ser remagnetizada pela intrusão. Diz-se que o teste de contato cozido é positivo quando as ChRMs obtidas para a rocha ígnea e para a rocha da zona cozida apresentam a mesma direção, e esta é diferente da direção da ChRM encontrada para a rocha da zona não-cozida. O teste será negativo caso tanto a rocha hospedeira, quanto a rocha ígnea apresente a mesma direção, sugerindo, assim, que houve uma remagnetização regional posterior a intrusão.

❖ **TESTE DO CONGLOMERADO**

Este teste é realizado em conglomerados, cujos clastos são de origem da unidade geológica de estudo. No caso, determinam-se as direções dos clastos e da matriz da rocha e, para que o teste seja positivo, os clastos devem ter direções aleatórias, sendo que a matriz da rocha deve possuir direções estáveis coerentes e bem-determinadas. O teste será negativo se as direções dos clastos e da matriz coincidem, indicando que estas rochas foram remagnetizadas por algum evento regional posterior à litificação.

❖ **TESTE DA DOBRA**

O teste da dobra pode ser utilizado em zonas com algum tipo de movimentação tectônica, como dobras ou falhas conhecidas. A amostragem deve ser realizada nos flancos das dobras, ou no teto e muro de falhas. O teste é considerado positivo quando a correção tectônica faz as direções se agruparem, indicando que a magnetização adquirida pelas rochas em estudo é anterior ao evento tectônico.

❖ **TESTE DA REVERSÃO**

Além dos testes citados acima, também pode ser realizado o teste da reversão, que consiste na observação de direções reversas e normais nos dados amostrais. Este teste é importante para averiguar se magnetizações secundárias foram totalmente eliminadas durante os processos de desmagnetização. A presença de reversões indica, também, que um tempo suficientemente longo ocorreu durante a aquisição da magnetização remanente nos diversos sítios amostrados, e que a variação paleossecular do campo geomagnético pode ter sido eliminada na média.

❖ **TESTE DE ALEATORIEDADE**

O teste de aleatoriedade de Watson (1956) pode ser empregado para comparar as direções dos flancos da dobra no teste da dobra, as direções dos conglomerados no teste do conglomerado e as direções antipodais no teste da reversão. A condição é que as dispersões das direções obedeçam a distribuição de Fisher (1953), e no caso de ser aplicado no teste da reversão, uma das direções médias deve ser invertida. O parâmetro V_{watson} (Watson, 1983) é determinado para rejeitar ou não a hipótese nula de que ambas as direções são iguais. Isto é, um valor crítico ($V_{\text{crítico}}$), determinado por uma simulação Monte Carlo, seria o valor limite de V_{watson} . Caso $V_{\text{watson}} > V_{\text{crítico}}$, então a hipótese nula é rejeitada dentro do nível de 5% de significância, implicando que as duas direções médias são distintas. No caso dos testes da dobra e da reversão, isto implicaria numa avaliação negativa. Em contrapartida, $V_{\text{watson}} < V_{\text{crítico}}$ seria uma avaliação positiva para o teste do conglomerado.

3.2.7. **DIREÇÕES DA MAGNETIZAÇÃO E POLO PALEOMAGNÉTICO**

No paleomagnetismo obtemos um conjunto de direções identificadas nas amostras dos vários sítios analisados, as quais devem ser analisadas estatisticamente. Geralmente usa-se a estatística desenvolvida por Fisher (1953), em que as direções de magnetização são consideradas como vetores unitários, cujos extremos são representados em uma esfera de raio unitário. As direções da magnetização geralmente obedecem a função de densidade de probabilidade de Fisher (Fisher, 1953).

Considerando um conjunto infinito de direções que obedecem a uma distribuição fisheriana com parâmetro de precisão κ , a probabilidade por unidade de área P_{dA} de encontrar

direções que apresentam um ângulo θ em relação à direção média real, é dada pela expressão abaixo:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos\theta) \quad [3.30]$$

A Equação [3.30] é máxima para $\theta = 0$ e aumenta exponencialmente com κ .

Além da função de densidade de probabilidade por unidade de área, a distribuição fisheriana também fornece o desvio padrão angular $\theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}$, em que 63% das direções medidas estariam confinadas dentro do cone de θ_{63} ao redor da média real. De forma análoga à definição de 2σ na distribuição gaussiana, o $\theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}}$ é o cone do ângulo crítico com relação à média real, em que 95% das direções seriam observadas dentro deste cone com 95% de confiança.

No entanto, no paleomagnetismo, trabalhamos com um número finito de direções. Para computar a direção média e os parâmetros estatísticos em análises paleomagnéticas, deve ser levado em conta o número de amostras (N). Neste caso, a média real é desconhecida, mas podemos calcular uma média amostral através da soma vetorial das N direções individuais, que resultam num vetor de tamanho R . Como forma de facilitar os cálculos, podemos decompor cada vetor unitário ao longo dos três eixos cartesianos (x , y e z). Sendo a inclinação I_i e a declinação D_i de cada vetor individual, teremos:

$$X_i = \cos(I_i) \cos(D_i) \quad Y_i = \cos(I_i) \sin(D_i) \quad Z_i = \sin(I_i) \quad [3.31]$$

Com i variando de 1 a N .

Assim, a soma das componentes para cada eixo (X_m , Y_m e Z_m) e o módulo do vetor resultante (R) podem ser calculados através das seguintes equações:

$$X_m = \sum_{i=1}^N \frac{X_i}{R} \quad Y_m = \sum_{i=1}^N \frac{Y_i}{R} \quad Z_m = \sum_{i=1}^N \frac{Z_i}{R} \quad [3.32]$$

$$R = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^N X_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N Y_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N Z_i\right)^2}$$

Portanto, a declinação e a inclinação média (D_m , I_m) para um conjunto de N amostras podem ser expressas pelas equações abaixo:

$$\begin{aligned} D_m &= \tan^{-1} \left(\frac{Y_m}{X_m} \right) \\ I_m &= \sin^{-1}(Z_m) \end{aligned} \quad [3.33]$$

O cone de confiança α_{1-p} ao redor da média estimada é um parâmetro estatístico semelhante ao desvio padrão angular, em que existe um nível de confiabilidade $1 - p$ de que a direção média real esteja confinada dentro deste cone. Na análise paleomagnética, usualmente é utilizado o nível de confiança de 0,95 (95%), denotado por α_{95} :

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left\{ 1 - \frac{N - R}{R} \left[\left(\frac{1}{0,95} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right] \right\} \cong \frac{140^\circ}{\sqrt{kN}}, \quad [3.34]$$

em que k é uma estimativa do parâmetro de precisão κ e pode ser calculado pela Equação abaixo:

$$k = \frac{N - 1}{N - R} \quad [3.35]$$

A premissa básica do paleomagnetismo, diz respeito ao dipolo geocêntrico e axial (DGA), considerando que a variação paleosseccular do campo geomagnético seja eliminada numa média temporal. Um sítio de amostragem corresponde a um único instante no tempo geológico (Butler, 1992). Portanto, caso a média dos sítios elimine a variação paleosseccular, a equação do dipolo pode ser empregada para determinar a paleolatidade em que a unidade geológica em estudo se formou:

$$\tan(I) = \frac{B_r}{B_\theta} = 2 \cdot \cot(p) = 2 \cdot \tan(\lambda), \quad [3.36]$$

em que I é a inclinação do campo em relação à horizontal, B_r e B_θ são as componentes radial e tangencial do campo, p é a colatitude, e $\lambda = (90^\circ - p)$ é a paleolatidade.

A partir da direção média (D_m, I_m) , do sítio de amostragem de coordenadas (λ_S, ϕ_S) e da Equação [3.36] (equação do dipolo), é possível calcular a localização do polo geomagnético (λ_P, ϕ_P) deste sítio através da trigonometria esférica (Figura 3.15; Equações [3.37]):

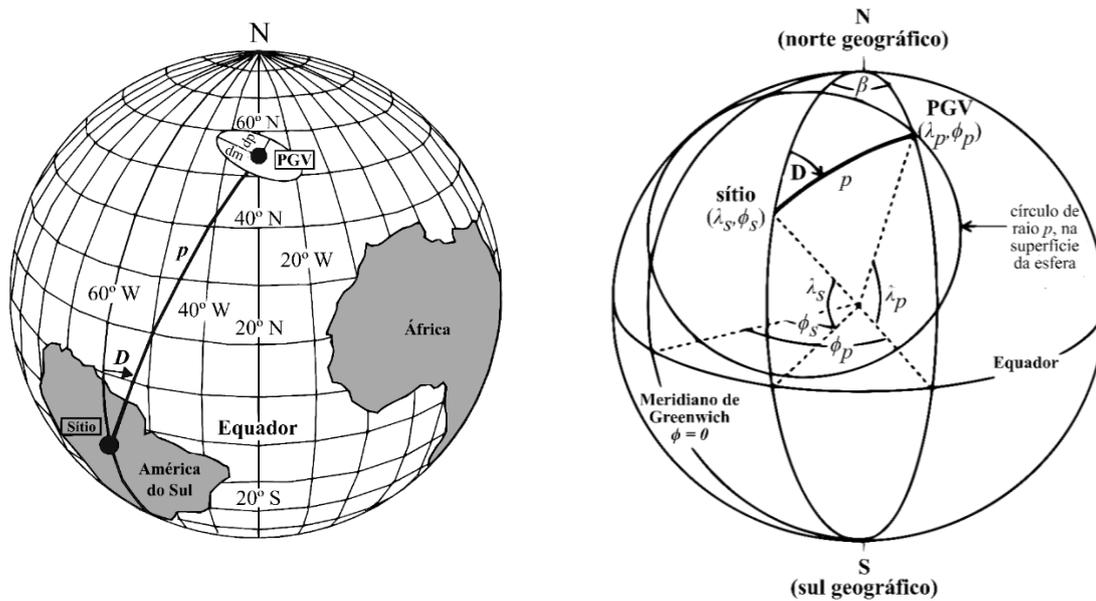


Figura 3.15 – Representação geométrica dos cálculos utilizados para determinar a posição do polo geomagnético virtual (PGV) a partir da declinação e inclinação magnética no sítio de amostragem. λ_s e ϕ_s : latitude e longitude do sítio de amostragem; λ_p e ϕ_p : latitude e longitude do PGV; β : diferença longitudinal entre o PGV e o sítio de amostragem; p : colatitude entre o PGV e o sítio de amostragem; dp e dm : semieixos paralelo e perpendicular a p da elipse de confiança do PGV; D : declinação magnética. Fonte: Lanza e Meloni (2006); Lowrie (2007).

$$p = \cot^{-1} \left(\frac{\tan(I_m)}{2} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{2}{\tan(I_m)} \right) \quad [3.37]$$

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin(\lambda_s) \cdot \cos(p) + \cos(\lambda_s) \cdot \sin(p) \cdot \cos(D_m)) \quad [3.38]$$

$$\beta = \sin^{-1} \left(\frac{\sin(p) \cdot \sin(D_m)}{\cos(\lambda_p)} \right) \quad [3.39]$$

$$\begin{cases} \phi_p = \phi_s + \beta, & \text{se } \cos(p) \geq \sin(\lambda_s) \cdot \sin(\lambda_p) \\ \phi_p = \phi_s - \beta + 180^\circ, & \text{se } \cos(p) < \sin(\lambda_s) \cdot \sin(\lambda_p) \end{cases} \quad [3.40]$$

Em que β é a diferença longitudinal entre o polo P e o sítio de amostragem S.

O α_{95} é transformado em elipses de confiança, com semieixos paralelos (dp) ou perpendiculares (dm) ao grande círculo:

$$dp = \alpha_{95} \left(\frac{1 + 3 \cdot \cos^2(p)}{2} \right) \quad [3.41]$$

$$dm = \alpha_{95} \left(\frac{\sin(p)}{\cos(I_m)} \right) \quad [3.42]$$

O polo calculado para um sítio de amostragem é chamado de polo geomagnético virtual (PGV), pois corresponde a um único instante no tempo geológico (Butler, 1992). A média dos PGV's pode eliminar a variação paleossecular, e assim, é possível determinar as

coordenadas do polo paleomagnético e seu respectivo cone de confiança (A_{95}) através da média dos PGV's. Para isso, cada PGV é tratado como um ponto na esfera unitária e é aplicada a estatística de Fisher (1953), sendo que a inclinação e a declinação são substituídas, respectivamente, pela latitude e longitude do PGV.

Após determinar um polo paleomagnético, ele ainda pode ser qualificado através de 7 critérios, de acordo com os trabalhos de Van der Voo (1990) e/ou de Meert et al. (2020). Estes critérios estão resumidos na Tabela abaixo:

Tabela 3.2 – Critérios de confiabilidade R para um polo paleomagnético, segundo o trabalho de Meert et al. (2020).

R	Descrição da qualificação R	Limites
1	Idade da rocha bem-determinada e a conjectura de que a magnetização tem a mesma idade da rocha.	Erros das idades radiométricas inferiores a ± 15 Ma.
2	Apresentação de técnicas e análises estatísticas.	Aplicação de diferentes métodos de desmagnetização em etapas. Testes para eliminar a variação paleossecular. $N \geq 25$, $10 \leq K \leq 70$ e mínimo de 3 espécimes por sítio.
3	Avaliação dos portadores magnéticos.	Análise magnética e/ou microscópica para identificação dos portadores magnéticos.
4	Testes de campo que verifiquem a idade da magnetização.	Teste de dobra/tectônica/contacto cozido/conglomerado positivos.
5	Controle estrutural e coerência tectônica com o bloco ou cráton estudado.	Presume-se que as rochas estudadas não sofreram movimentação tectônica desde a aquisição de sua magnetização primária.
6	Presença de reversões magnéticas (teste da reversão positivo).	Direções normais e reversas antipodais estatisticamente significativas pelos critérios de Heslop & Roberts (2018) e McFadden & McElhinny (1990).
7	Não possuir correlação com polos recentes.	Testes de campo podem comprovar que o polo determinado é mais antigo do que seu semelhante mais recente.

3.2.8. AMOSTRAGEM PALEOMAGNÉTICA

Uma boa amostragem é crucial para que se obtenha um bom conjunto de dados direcionais para calcular um polo paleomagnético. Assim, várias amostras (normalmente, de 5 a 8 cilindros) são perfuradas de cada sítio de amostragem, com perfuratriz portátil, para eliminar erros experimentais e de amostragem. Além disso, um número significativo de sítios *in situ*, deve ser amostrado visando eliminar a variação paleossecular, fornecendo, assim, um polo paleomagnético que represente o campo de um dipolo geocêntrico axial (modelo DGA).

Por outro lado, as direções de magnetização medidas são referenciadas ao sistema de coordenadas geográficas. Assim, os cilindros coletados devem ser orientados no campo através de bússolas magnética e/ou solar. Para isto, utiliza-se do equipamento (orientador) apresentado na Figura 3.16, no qual uma bússola magnética é inserida. Um tubo vazado apresentando uma fenda é inserido no furo produzido pela perfuratriz e, através de movimentos na vertical e na horizontal, a plataforma com a bússola magnética é colocada e fixada na horizontal. A fenda serve como referência para se fazer uma marca na amostra a ser coletada (ainda *in situ*). Neste momento, medem-se o ângulo que a marca faz com o norte magnético da bússola, o qual é chamado de “azimute magnético”, e o ângulo entre a vertical local e o eixo representado pelo furo de amostragem, o qual é chamado de “dip”. Nos trabalhos paleomagnéticos utiliza-se bússola não declinada e posteriormente o azimute é corrigido da declinação magnética local.

O orientador permite também que o azimute solar seja determinado. Para isto, mede-se o ângulo que a sombra do *gnomon* do orientador faz em relação à marca da amostra. Conhecendo as coordenadas geográficas do local (determinadas através de um GPS) e o horário exato de medida, é possível calcular o azimute do sol (ângulo que a sombra faz com o norte geográfico) e, por consequência, o ângulo que a marca faz com o norte geográfico (azimute solar). O uso da bússola solar é importante para amostras que apresentam intensidades de magnetização muito altas, pois estas podem influenciar a bússola magnética.

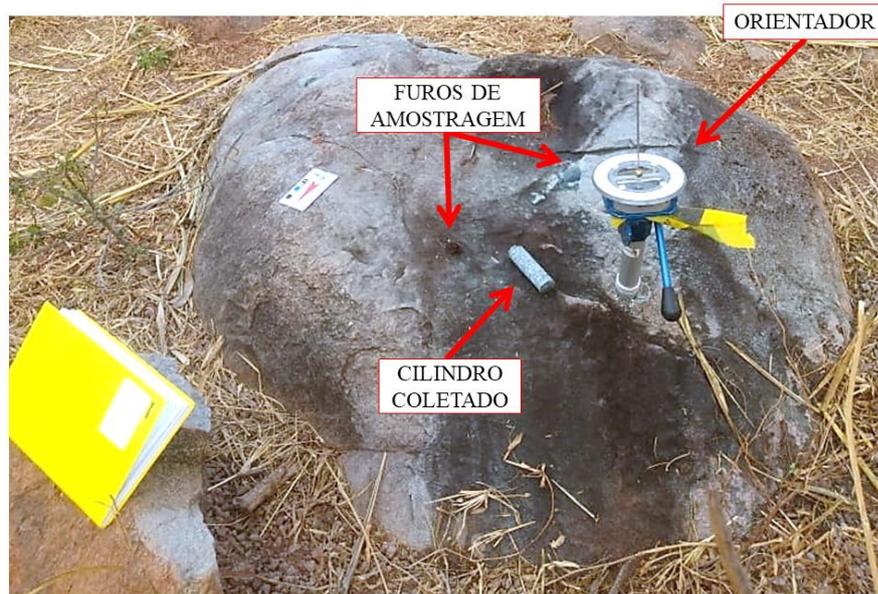


Figura 3.16 – Orientador (equipamento) utilizado em campo para orientação dos cilindros coletados. Nota-se que ele é inserido no furo de amostragem para a marcação das amostras.

4. ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

4.1. METODOLOGIA

A preparação foi realizada nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica da UNICAMP (LAGIS) e no Centro de Pesquisas em Geocronologia da USP (CPGeo). Durante o campo, foram coletados blocos de diabásio (sítio 12) e de hornfels (sítio 28) com dimensões de, aproximadamente, 20 cm x 15 cm x 10 cm (Figura 4.1a), para determinar a idade da Suíte Arinos. Estas rochas passaram por duas etapas para diminuição da granulometria, começando com a trituração (Figura 4.1b) e, posteriormente, pelo moinho de discos de tungstênio.

O uso de peneiras com malhas de 25–40 mesh e de 16–25 mesh serviu para separar a partição de grãos com 0,71–1,19 mm (16–25 mesh), que foram enxaguadas em água de torneira, passaram por banho ultrassônico por cinco minutos em água destilada (Figura 4.1c), e foram novamente enxaguados em água destilada para completa limpeza e desagregação de minerais argilosos. Por fim, foi realizada a seleção dos grãos mais uniformes no microscópio (Figura 4.1d).

Após a escolha dos grãos, as amostras foram enviadas para análise de isótopos de potássio e argônio no espectrômetro de fonte gasosa ARGUS VI da Thermo Fisher Scientific, disponível no CPGeo. A amostra do sítio ARI12 foi dividida em 4 partições de $\approx 3,2 \pm 0,005$ mg, enquanto a ARI28 foi dividida em 3 partições de $\approx 4,7 \pm 0,005$ mg. As partições foram submetidas a lasers de ablação em etapas crescentes, até atingir 5 W. Pelo menos uma partição de cada amostra foi submetida a etapas mais detalhadas com passos de 0,1 W nos 10 primeiros feixes (A a J), de 0,2 W nos 5 feixes seguintes (K a O) e de 0,3 a 0,5 W nos últimos feixes (P a Z). Nas partições restantes, os passos alternavam de 0,2 a 0,5 W, sendo mais detalhado no início. A metodologia empregada no CPGeo para datação K–Ar “sem spike” está descrita no trabalho de Oliveira et al. (2022). A porcentagem de argônio radiogênico liberado foi normalizada em função das massas das partições das amostras, que foram medidas em balanças de precisão. Em um programa em linguagem Python, disponibilizado pelo laboratório, foram processadas as informações tabeladas pelo espectrômetro, para assim determinar uma idade média para as amostras.



Figura 4.1 – (a) Bloco da amostra ARI28 (hornfels). (b) Triturador de rochas do LAGIS-IG-UNICAMP. (c) Banho ultrassônico das amostras moídas. Procedimento realizado no CPGeo-IGc-USP. (d) Imagem de lupa dos grãos selecionados para datação (± 1 mm). Fonte: autoria própria.

O fluxograma da Figura 4.2 resume as etapas de preparação para a datação:

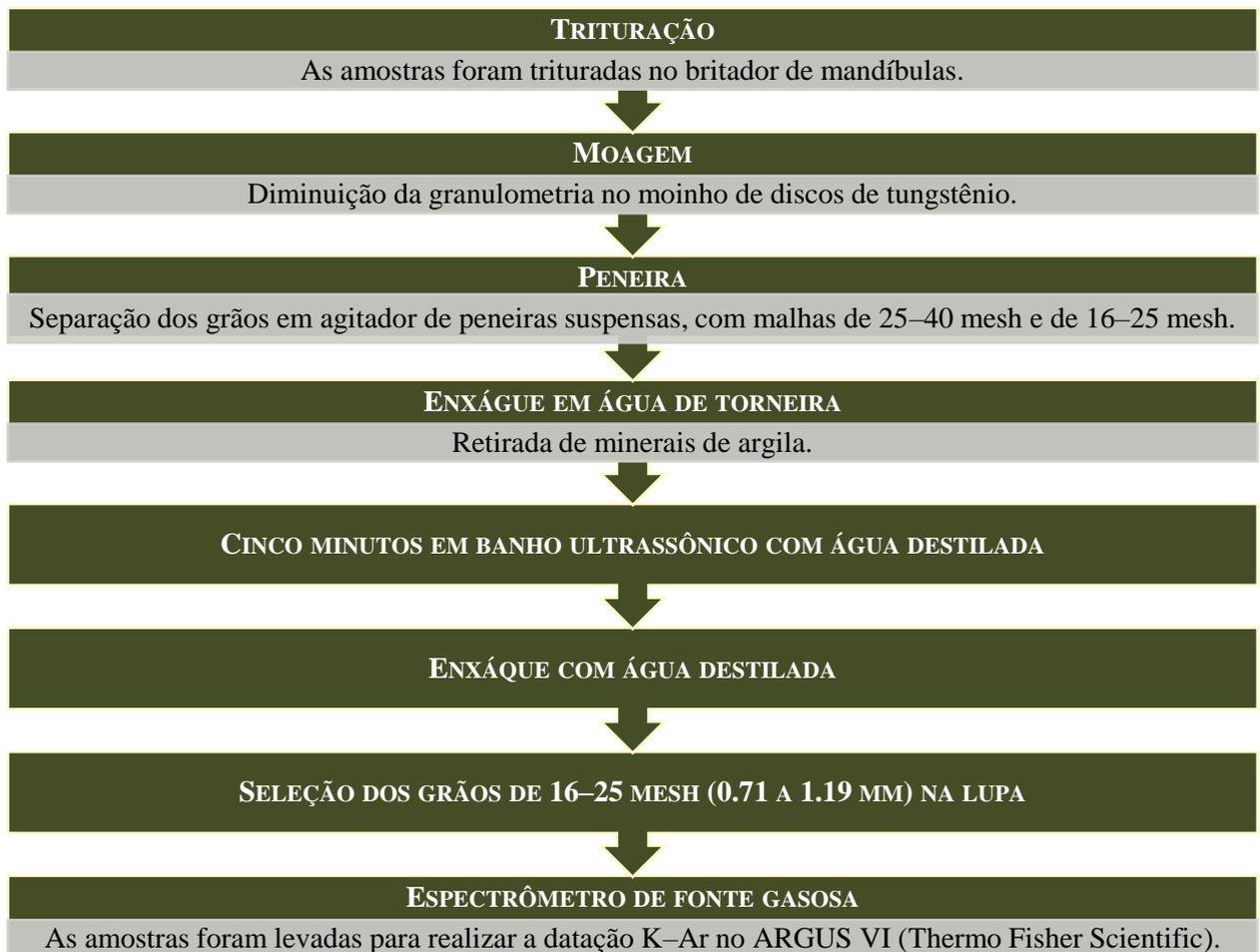


Figura 4.2 – Fluxograma mostrando a sequência de etapas de preparação para a datação pelo método K–Ar.

4.2. RESULTADOS DA DATAÇÃO K-AR

A amostra ARI12 apresentou boa replicabilidade entre as suas partições, observadas pela massa de argônio radiogênico liberado durante os passos de aquecimento (Figura 4.3c, f, i, l). Por outro lado, a amostra ARI28 não apresentou boa replicabilidade entre as suas partições, e foi desconsiderada para o cálculo das idades K-Ar (Figura 4.4).

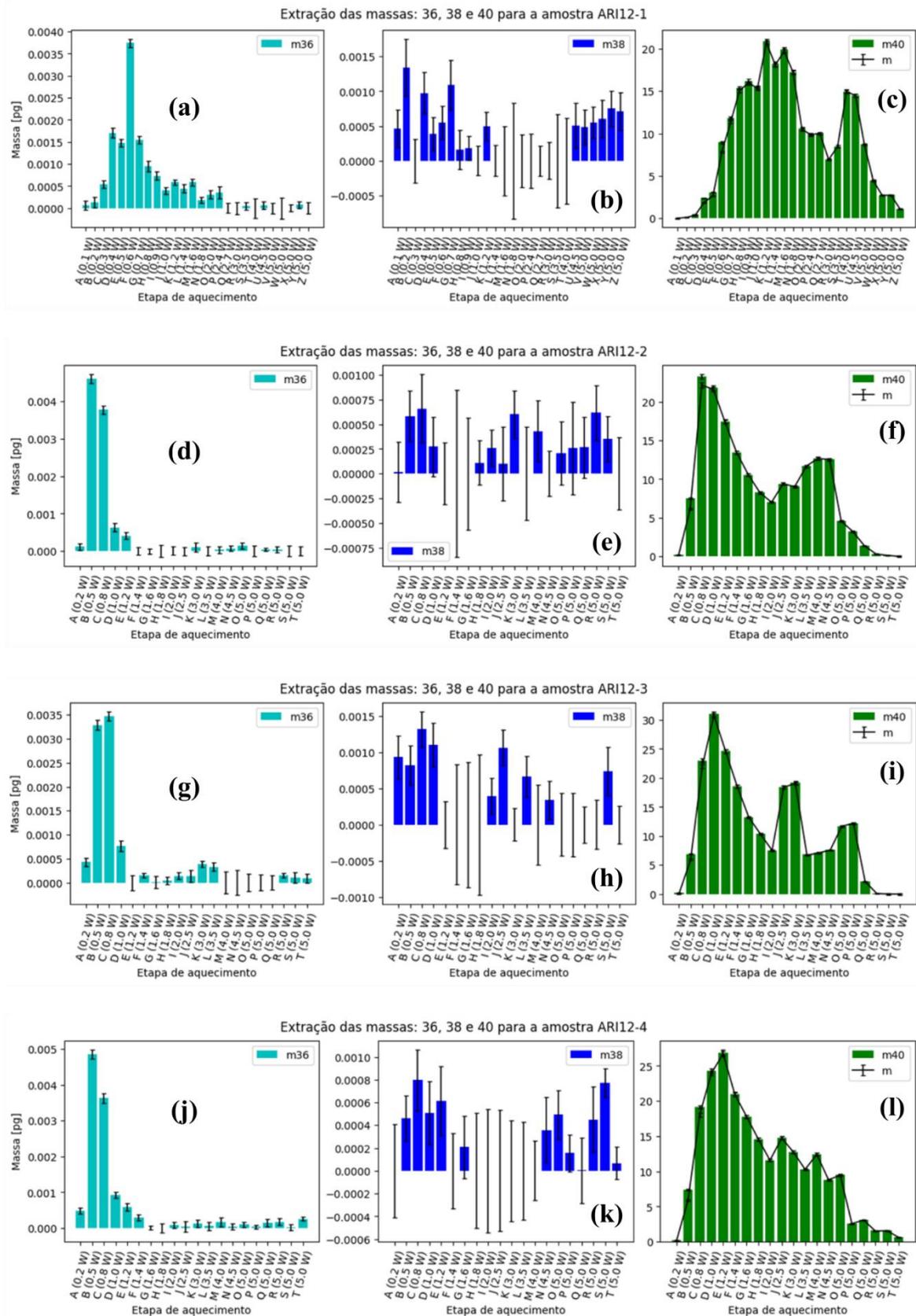


Figura 4.3 – Histogramas das 4 partições da amostra ARI12, mostrando a extração das massas de ^{36}Ar [(a), (d), (g), (j)], ^{38}Ar [(b), (e), (h), (k)] e ^{40}Ar [(c), (f), (i), (l)] por etapa de aquecimento, representado em função da potência do laser de ablação. A massa de Ar^* (argônio radiogênico) liberado pelas amostras (curva preta sobre os histogramas de (c), (f), (i), (l)) teve boa replicabilidade entre as partições.

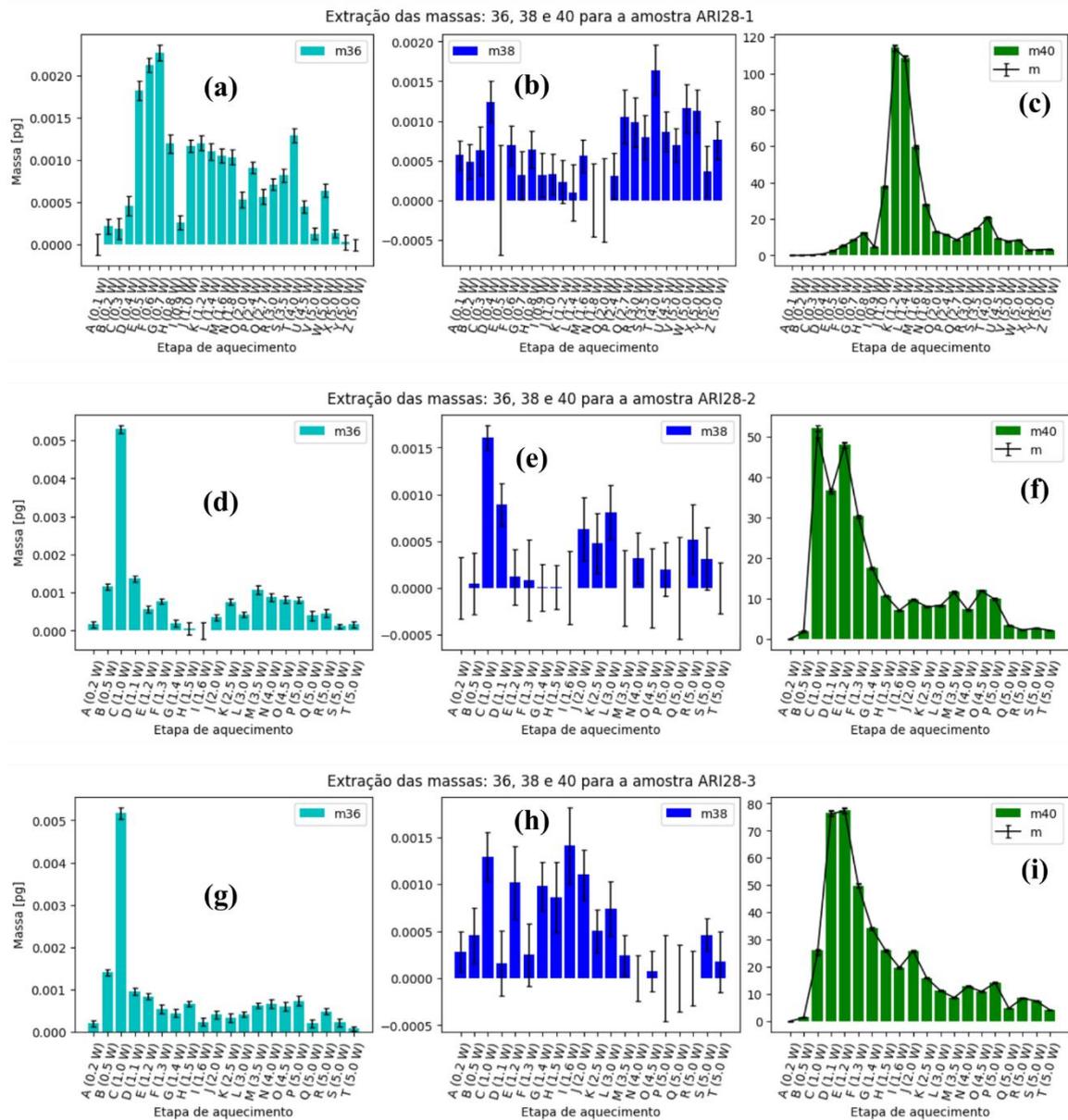


Figura 4.4 – Histogramas das 3 partições da amostra ARI28, mostrando a extração das massas de ^{36}Ar [(a), (d), (g)], ^{38}Ar [(b), (e), (h)] e ^{40}Ar [(c), (f), (i)] por etapa de aquecimento, representado em função da potência do laser de ablação. Nota-se que a massa de Ar^* (argônio radiogênico) liberado pelas amostras (curva preta sobre os histogramas de (c), (f), (i)) não são coerentes.

Foram utilizados os dados geoquímicos de Silva et al. (1980) e de Souza & Abreu-Filho (2007) para o cálculo das idades K–Ar (Equações [3.10] a [3.14]). Por intermédio do gráfico tipo *boxplot*, foi possível aferir valores para a concentração de potássio nas amostras estudadas neste trabalho (Figura 4.5). Observa-se que a concentração de K_2O do trabalho de Silva et al. (1980) é mais dispersa, diferente do trabalho de Souza & Abreu-Filho (2007) em que são menos dispersos. Todavia, a Figura 4.5 mostra que há grande variabilidade nas concentrações de óxido de potássio nas rochas da Suíte Intrusiva Arinos. Devido a este fator, as idades para estas rochas foram aferidas utilizando-se dos valores dos terceiros quartis (0,71% da

análise de Silva et al. (1980) e 0,51% da análise de Souza & Abreu-Filho (2007)), das medianas (0,46% da análise de Silva et al. (1980) e 0,37% da análise de Souza & Abreu-Filho (2007)) e das médias aritméticas (0,54% da análise de Silva et al. (1980) e 0,41% da análise de Souza & Abreu-Filho (2007)). O erro considerado foi de 0,01%.

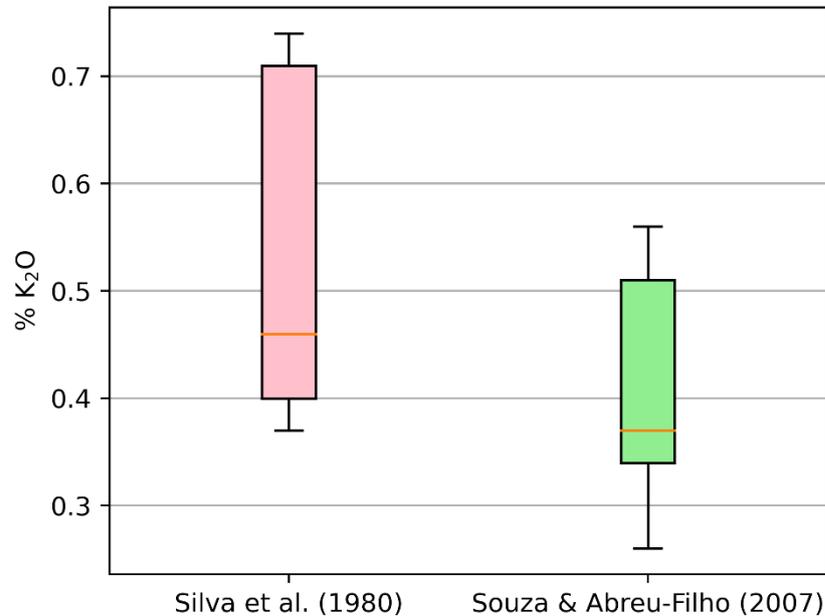


Figura 4.5 – Análise pelo gráfico boxplot da distribuição da concentração de K₂O para os trabalhos de Silva et al. (1980) (em rosa) e de Souza & Abreu-Filho (2007) (em verde). Nota-se que no gráfico rosa, há uma maior dispersão de valores, com terceiro quartil de 0,71% e primeiro quartil de 0,4%, mediana em 0,46% e média em 0,54%. Já no gráfico em verde, o terceiro quartil é de 0,51% e primeiro quartil de 0,34%, com mediana em 0,37% e média em 0,41%.

Nota-se pela

Tabela 4.1, que as concentrações de K_2O menores que 0,54% forneceram idades superiores a 1400 Ma e possuem um erro maior. Por outro lado, a concentração de 0,71% de K_2O apresentou uma idade mínima de 1139 ± 78 Ma para a Suíte Intrusiva Arinos, que é mais coerente com a idade máxima (1250–1300 Ma) de deposição da Formação Dardanelos (vide tópico 2.3.3.1. MP2d – FORMAÇÃO DARDANELOS (< 1300 – 1250 Ma)).

Tabela 4.1 – Idades resultantes para diferentes teores de K₂O. O teor de 0,41% de K₂O representa a média dos resultados obtidos por Souza & Abreu-Filho (2007). A média dos resultados obtidos por Silva et al. (1980) concebe a média de 0,54%. O teor de 0,47% corresponde à média global dos dois trabalhos citados acima. O teor de 0,51% provém da análise geoquímica da amostra MC211, localizada próxima ao sítio ARI12 (Souza & Abreu-Filho, 2007). O teor de 0,71% corresponde ao limite superior do conjunto de análises realizadas por Silva et al. (1980).

% K ₂ O	Amostra	Idade (Ma)	% Ar (atm)	T ^K (%)	T ^{Ar} (ppb)	m36/m38
0,41	ARI12-1	1804 ± 35	1,7 ± 0,5	0,34 ± 0,01	73,5 ± 0,3	1,5 ± 0,3
	ARI12-2	1460 ± 31	1,7 ± 0,5	0,34 ± 0,01	53,3 ± 0,2	2,1 ± 0,8
	ARI12-3	1722 ± 35	1,3 ± 0,6	0,34 ± 0,01	68,3 ± 0,3	1,3 ± 0,4
	ARI12-4	1659 ± 34	1,6 ± 0,5	0,34 ± 0,01	64,5 ± 0,3	2,5 ± 0,8
Mediana:		1690 ± 102 Ma				
0,47	ARI12-1	1652 ± 30	1,7 ± 0,5	0,39 ± 0,01	73,5 ± 0,3	1,5 ± 0,3
	ARI12-2	1327 ± 26	1,7 ± 0,5	0,39 ± 0,01	53,3 ± 0,2	2,1 ± 0,8
	ARI12-3	1574 ± 29	1,3 ± 0,6	0,39 ± 0,01	68,3 ± 0,3	1,3 ± 0,4
	ARI12-4	1514 ± 28	1,6 ± 0,5	0,39 ± 0,01	64,5 ± 0,3	2,5 ± 0,8
Mediana:		1544 ± 96 Ma				
0,51	ARI12-1	1573 ± 27	1,7 ± 0,5	0,42 ± 0,01	73,5 ± 0,3	1,5 ± 0,3
	ARI12-2	1258 ± 23	1,7 ± 0,5	0,42 ± 0,01	53,3 ± 0,2	2,1 ± 0,8
	ARI12-3	1497 ± 26	1,3 ± 0,6	0,42 ± 0,01	68,3 ± 0,3	1,3 ± 0,4
	ARI12-4	1440 ± 26	1,6 ± 0,5	0,42 ± 0,01	64,5 ± 0,3	2,5 ± 0,8
Mediana:		1468 ± 93 Ma				
0,54	ARI12-1	1501 ± 25	1,7 ± 0,5	0,45 ± 0,01	73,5 ± 0,3	1,5 ± 0,3
	ARI12-2	1197 ± 21	1,7 ± 0,5	0,45 ± 0,01	53,3 ± 0,2	2,1 ± 0,8
	ARI12-3	1428 ± 24	1,3 ± 0,6	0,45 ± 0,01	68,3 ± 0,3	1,3 ± 0,4
	ARI12-4	1372 ± 23	1,6 ± 0,5	0,45 ± 0,01	64,5 ± 0,3	2,5 ± 0,8
Mediana:		1400 ± 90 Ma				
0,71	ARI12-1	1227 ± 17	1,7 ± 0,5	0,60 ± 0,01	73,5 ± 0,3	1,5 ± 0,3
	ARI12-2	964 ± 15	1,7 ± 0,5	0,60 ± 0,01	53,3 ± 0,2	2,1 ± 0,8
	ARI12-3	1163 ± 17	1,3 ± 0,6	0,60 ± 0,01	68,3 ± 0,3	1,3 ± 0,4
	ARI12-4	1115 ± 16	1,6 ± 0,5	0,60 ± 0,01	64,5 ± 0,3	2,5 ± 0,8
Mediana:		1139 ± 78 Ma				

% K₂O: teor de óxido de potássio; T^K: teor de potássio; T^{Ar}: teor de argônio radiogênico; m36/m38: razão de controle.

5. ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA

5.1. METODOLOGIA

5.1.1. AMOSTRAGEM PALEOMAGNÉTICA

Neste trabalho, foram coletados 64 cilindros de diabásio, 54 cilindros de arenito e 3 cilindros de hornfels *in situ* (sítio 28) com o auxílio de uma perfuratriz adaptada com broca diamantada (Tabela 5.2; Figura 2.1; Figura 5.1a). As amostras foram orientadas no campo com auxílio de bússolas magnética e solar. Os cilindros de hornfels (sítio ARI28), originado pelo metamorfismo de contato devido à intrusão da soleira Arinos, foram coletados para o teste de contato cozido e determinar a idade da intrusão (vide acima). Para a análise paleomagnética, foram considerados os dados dos trabalhos de Dutra (2019) e Massucato-Silva (2021), totalizando 250 cilindros amostrados.

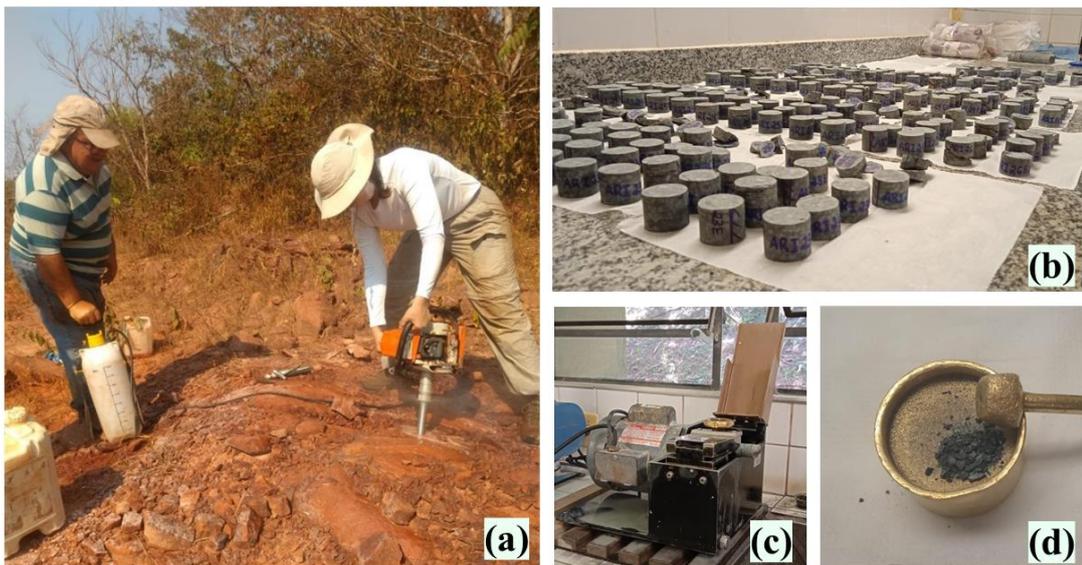


Figura 5.1 – (a) Amostragem paleomagnética, com auxílio da perfuratriz adaptada com broca diamantada. (b) Espécimes de diabásio na bancada do laboratório. (c) Serra-dupla manual do USPMAG. (d) Espécime triturado no almofariz de latão. Fonte: autoria própria.

Os sítios ARI29, ARI31, ARI32, ARI33 e ARI34 foram afetados por uma falha normal basculada. Para a correção tectônica destes sítios, foram considerados os planos de acamamento de arenitos da zona não-basculada (S_0) e da zona basculada (S_0'), obtidas por Rocha (2019) (Tabela 5.1; Figura 5.2). O polo médio dos planos de acamamento encontrado para a zona não-basculada foi $Ps_0: 057,2^\circ/76,8^\circ$, e para a zona basculada foi $Ps_0': 235,8^\circ/82,6^\circ$, que resultou no eixo de rotação $326^\circ/19^\circ$. Portanto, os PGVs dos sítios ARI29, ARI31, ARI32, ARI33 e ARI34 foram tectonicamente corrigidos por este eixo de rotação.

Tabela 5.1 – Atitudes dos planos de acamamento dos arenitos na zona não-basculada (S0) e da zona basculada (S0'). Fonte: Rocha (2019).

S0	Strike	Dip	S0'	Strike	Dip
Plano 1	148°	18°	Plano 1	310°	05°
Plano 2	156°	18°	Plano 2	345°	05°
Plano 3	175°	10°	Plano 3	330°	10°
Plano 4	142°	10°	Plano 4	320°	10°
Plano 5	147°	10°			
Plano 6	122°	16°			

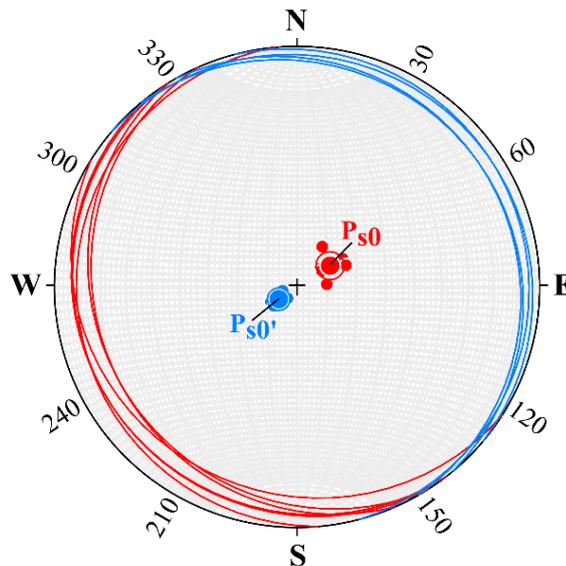


Figura 5.2 – Projeção estereográfica dos planos de acamamento, organizados na Tabela 5.1. Ps0 e Ps0' são, respectivamente, os polos médios dos planos de acamamento da zona não-basculada (em vermelho) e da zona basculada (em azul).

Nas dependências do Laboratório de Paleomagnetismo e Magnetismo de Rochas da USP (USPMAG), as amostras foram cortadas em espécimes de, aproximadamente, 2,2 cm de altura (Figura 5.1b) por meio de uma serra diamantada de disco duplo, que pode ser regulada para a altura desejada para a amostra (Figura 5.1c). Para as etapas laboratoriais de desmagnetização térmica e por campos alternados, os espécimes tiveram suas orientações de campo remarcadas, e eles receberam uma nomenclatura específica.

Para a realização das curvas de histerese e de magnetização remanente isothermal, foram preparadas amostras representativas de ~5 mm para cada sítio amostrado. Para isso, foi utilizado um almofariz de latão (Figura 5.1d). As curvas termomagnéticas foram realizadas com amostras pulverizadas, sendo utilizado um almofariz de ágata para diminuição da granulometria.

Tabela 5.2 – Localização dos pontos de amostragem e suas respectivas unidades geológicas, como apresentado na Figura 2.1. Sítios ARI01 ao ARI21 fizeram parte do trabalho de Dutra (2019) e de Massucato-Silva (2021). Sítios ARI22 ao ARI39 são da nova amostragem, realizada em agosto de 2021.

Dutra (2019) e Massucato-Silva (2021)					Este trabalho				
Sítio	Coordenadas geográficas		Unidade geológica	Rocha	Sítio	Coordenadas geográficas		Unidade geológica	Rocha
	Latitude (°S)	Longitude (°W)				Latitude (°S)	Longitude (°W)		
ARI01	10° 16' 04,4"	59° 13' 08,7"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI22	10° 29' 10,3"	58° 55' 01,0"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI02	10° 16' 34,4"	59° 12' 49,1"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI23	10° 29' 24,4"	58° 54' 59,2"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI03	10° 16' 02,2"	59° 09' 44,9"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI24	10° 23' 12,0"	58° 57' 05,7"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI04	10° 15' 57,7"	59° 14' 06,3"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI25	10° 23' 15,7"	58° 57' 08,2"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI05	10° 16' 29,8"	59° 13' 14,8"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI26	10° 23' 16,3"	58° 57' 06,7"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI06	10° 16' 33,3"	59° 13' 09,8"	Formação Dardanelos	Arenito	ARI27	10° 22' 58,3"	58° 52' 33,9"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI07	10° 16' 30,5"	59° 13' 00,9"	Formação Dardanelos	Arenito	ARI28*	10° 20' 22,3"	57° 57' 20,6"	Contato	Hornfels
ARI08	10° 16' 32,1"	59° 12' 51,1"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI29	10° 25' 02,6"	58° 00' 20,4"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI09	10° 16' 30,9"	59° 52' 21,7"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI30	10° 21' 55,7"	57° 49' 43,5"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI10	10° 19' 42,4"	58° 12' 51,5"	?	?	ARI31	10° 25' 05,3"	58° 00' 17,6"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI11	10° 16' 30,1"	59° 27' 09,3"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI32	10° 25' 23,3"	58° 00' 13,1"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI12*	10° 20' 27,8"	59° 22' 14,0"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI33	10° 25' 21,9"	58° 00' 15,0"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI13	10° 17' 06,5"	59° 22' 27,6"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI34	10° 25' 34,5"	58° 00' 14,4"	Suíte Arinos	Diabásio
ARI14	10° 17' 06,4"	59° 22' 28,4"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI35	10° 32' 56,7"	57° 54' 38,9"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI15	10° 17' 09,6"	59° 22' 25,5"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI36	10° 25' 35,5"	57° 44' 34,0"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI16	10° 10' 01,3"	59° 27' 07,8"	Formação Dardanelos	Arenito	ARI37	10° 28' 39,5"	57° 44' 08,4"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI17	10° 11' 52,7"	59° 25' 46,1"	Formação Dardanelos	Arenito	ARI38	10° 31' 18,9"	57° 44' 10,1"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI18	10° 17' 21,5"	59° 21' 53,7"	Suíte Arinos	Diabásio	ARI39	10° 34' 45,1"	57° 42' 59,5"	Formação Dardanelos	Arenito
ARI19	10° 20' 56,7"	59° 36' 49,3"	Formação Dardanelos	Folhelho					
ARI20	10° 21' 04,6"	59° 36' 33,3"	Formação Dardanelos	Arenito					
ARI21	10° 21' 04,4"	59° 26' 33,2"	Formação Dardanelos	Arenito					

*: sítios com blocos enviados para datação no CPGeo-USP.

5.1.1.1. IDENTIFICAÇÃO E ORIENTAÇÃO DOS ESPÉCIMES

A orientação do cilindro segue o padrão mostrado na Figura 5.3, em que as setas apontam para o topo do furo de amostragem.

Cada um dos espécimes recebeu uma nomenclatura para identificação, respeitando a hierarquia seguinte: *nome da coleção + número do sítio de amostragem + letra do cilindro coletado + número do espécime cortado*. O nome escolhido para esta coleção foi ARI (proveniente de “Suíte Arinos”).

O número da amostra depende da posição de corte, em que o 1 corresponde ao espécime da base, e este número aumenta em direção ao topo, indicado pela seta para cima. Por exemplo, a amostra ARI22-A1 corresponde ao espécime na base do cilindro A, do sítio 22, da coleção ARI. A Figura 5.3 abaixo mostra o esquema de nomenclatura e de marcação dos espécimes, seguindo o exemplo acima:

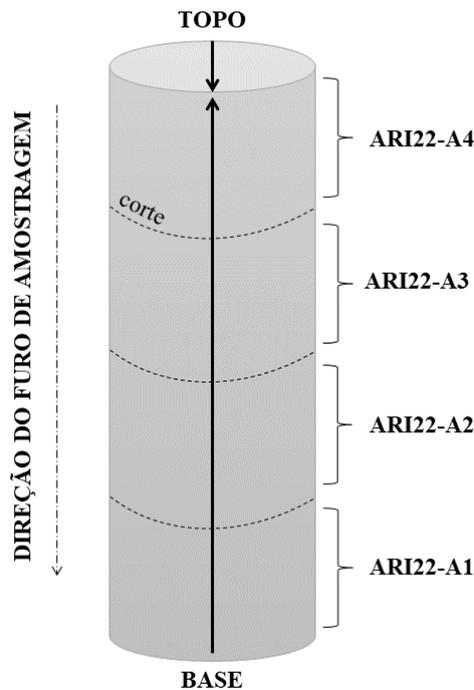


Figura 5.3 – Representação visual de como os espécimes são nomeados e orientados, tomando o cilindro A do sítio ARI22 como exemplo. As setas representam a orientação do eixo vertical (medida do azimute) e da linha do *plunge* do cilindro coletado (apontada para o topo do furo). Fonte: autoria própria.

5.1.2. DESMAGNETIZAÇÃO TÉRMICA E POR CAMPOS ALTERNADOS

Desmagnetizações térmicas e por campos alternados foram empregadas para a separação das componentes de magnetização presentes nas rochas analisadas. Estes procedimentos foram realizados no laboratório blindado do USPMAG, onde a intensidade do campo em seu interior é inferior a 2 μ T.

O desmagnetizador térmico TD48SC da ASC Scientific, com capacidade para 48 amostras, foi utilizado para o procedimento de desmagnetização térmica, o qual consistiu em etapas crescentes, com passos de 100 °C para o intervalo de 0 e 200 °C, passos de 50 °C entre 200 e 500 °C e passos de 20 °C entre 500 e 700 °C. Após cada etapa de aquecimento/resfriamento, a magnetização das amostras foi medida nos magnetômetros JR6A da AGICO ou no magnetômetro de rocha supercondutor 755–4K da 2G Enterprises (no caso de amostras com $MRN < 10^{-3}$ A/m).

Para a desmagnetização por campos alternados, foram utilizados os desmagnetizadores rotativos LDA3A ou LDA5A da AGICO, ou ainda, o desmagnetizador acoplado ao magnetômetro criogênico 755–4K da 2G Enterprises. Em geral, seguiu-se o protocolo de passos de 2 mT entre 0 e 20 mT, passos de 5 mT entre 20 e 60 mT, passos de 10 mT entre 60 e 100 mT e passos de 20 mT entre 100 e 200 mT. Em algumas amostras, foi necessário estender os passos de 2 mT ou de 5 mT para campos maiores. Entre uma etapa e outra da desmagnetização, as amostras foram medidas nos magnetômetros JR6A da AGICO ou no magnetômetro de rocha supercondutor 755–4K da 2G Enterprises (no caso de amostras com $MRN < 10^{-3}$ A/m).

A análise das componentes principais (Kirschvink, 1980) foi realizada no software livre Remasoft 3.0 (Chadima & Hroudá, 2007), disponibilizado pela AGICO.

5.1.3. CURVAS TERMOMAGNÉTICAS

Amostras representativas de 30 sítios foram preparadas para a realização das curvas termomagnéticas. Para este procedimento, foi utilizado o susceptímetro KLY–4S da AGICO, disponibilizado pelo USPMAG.

Uma pequena quantidade de amostra pulverizada foi adicionada a tubos de quartzo com um termopar acoplado. Para se chegar à temperatura de -192 °C, os tubos foram alocados dentro de criostatos, onde foi inserido nitrogênio líquido gradualmente, até chegar à temperatura desejada. Após o resfriamento, a amostra foi aquecida até chegar à temperatura ambiente (“ciclo frio”). Depois do “ciclo frio”, o tubo de quartzo e o termopar foram colocados na fornalha, que foi aquecida até 700 °C e depois resfriada até à temperatura ambiente (“ciclo quente”). A susceptibilidade foi medida de forma discreta durante o ciclo frio (após atingir a temperatura de nitrogênio líquido) e quente, com intervalos de temperatura não-lineares de 0,5 a 2 °C.

As curvas foram corrigidas do ruído de fundo (tubo vazio) no software livre Cureval 8.0 (AGICO). Por fim, as curvas de susceptibilidade magnética foram plotadas e interpretadas em programas escritos em linguagem Python.

5.1.4. CURVAS DE HISTERESE, DIAGRAMAS FORC E CURVAS DE MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ISOTERMAL

As curvas de histerese e de magnetização remanente isothermal foram utilizadas para identificar e verificar o espectro de coercividades dos minerais presentes em amostras representativas dos sítios. Já os diagramas FORC foram realizados nos sítios ARI12, ARI29 e ARI31 com a finalidade de identificar as estruturas de domínio magnético.

Todas estas medidas foram realizadas no magnetômetro de amostra vibrante VSM 2900 Series AGM fabricado pela MicroMag, disponibilizado pelo USPMAG. O suporte de amostra comporta pequenos pedaços de rocha de ~5 mm, que foram fixados no suporte com o auxílio de uma resina de silicone ou de adesivo instantâneo em gel.

O protocolo seguido para a histerese foi de medidas contínuas até o campo máximo de 500 mT, com incremento de 2 mT, e tempo médio de medida de 1 a 6 s. Após cada medida, a magnetização foi corrigida da massa do espécime e foi aplicada a correção do efeito paramagnético. Em amostras de sinal muito fraco, foi necessário aplicar a suavização do sinal.

Para as medidas de MRI, o protocolo seguido foi de campo máximo de 1 T, atingido através de uma sequência não-linear de 100 a 250 pontos de medida, com tempo médio de 0,5 a 4 s para cada medida. O equipamento foi regulado para desmagnetizar as amostras a campo de 1 T antes de medi-las. Assim como na histerese, foi realizada a correção pela massa.

Tanto para a histerese, quanto para as curvas de magnetização remanente isothermal, o processamento e as correções foram realizados no software da MicroMag, enquanto os gráficos foram feitos em programas na linguagem Python.

Os diagramas FORC seguiram um protocolo único para cada amostra, com 100 a 250 curvas de primeira ordem. O processamento destas curvas foi realizado no FORCsensei, desenvolvido pelo grupo FORCaist do *National Institute of Advanced Industrial Science and Technology* (AIST).

5.2. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

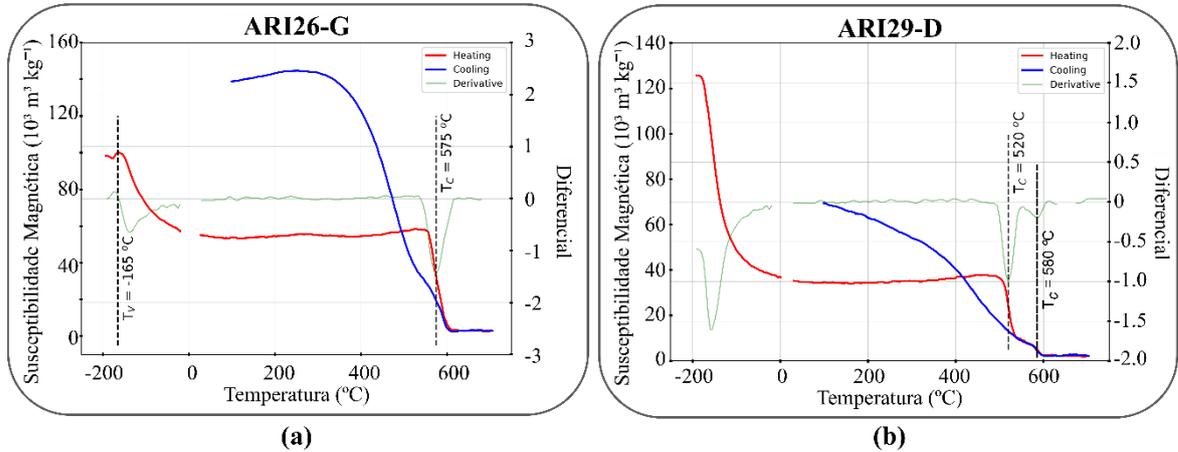
5.2.1. CARACTERÍSTICAS MAGNÉTICAS DAS AMOSTRAS

Curvas termomagnéticas típicas são apresentadas para os sítios ARI26 (Figura 5.4a) e ARI29 (Figura 5.4b) da Suíte Intrusiva Arinos e para os sítios ARI27 (Figura 5.4c) e ARI30

(Figura 5.4d) da Formação Dardanelos. Na amostra de diabásio ARI26-G, é observada a transição de Verwey (T_V) a -165°C e uma temperatura de Curie/Néel (T_C) de 575°C , representando um comportamento característico da presença de titanomagnetita com baixo teor de titânio. Por outro lado, a amostra ARI29-D não apresenta T_V e é caracterizada por duas temperaturas de Curie: uma a 520°C e outra a 580°C , as quais indicam, provavelmente, predomínio de titanomagnetitas e, em menor proporção, magnetita. Ambas as amostras possuem curvas termomagnéticas irreversíveis, com aumento significativo da susceptibilidade magnética, possivelmente associadas à formação de magnetita ou titanomagnetita.

Já nas amostras ARI27-D e ARI30-C de rochas sedimentares, é possível observar um comportamento predominantemente paramagnético durante o aquecimento. As curvas termomagnéticas destas amostras são irreversíveis, associadas ao aumento da susceptibilidade magnética após o aquecimento destas amostras a 700°C , possivelmente devido a formação de magnetitas.

Suíte Arinos



Formação Dardanelos

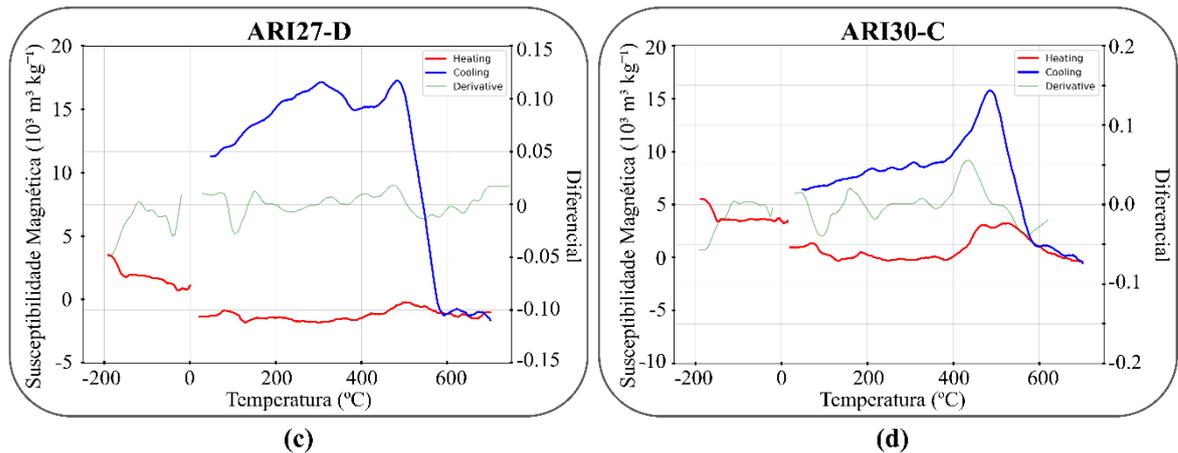


Figura 5.4 – Curvas termomagnéticas de amostras de diabásio da Suíte Arinos ((a) e (b)) e de amostras de arenito da Formação Dardanelos ((c) e (d)). (a): Curva termomagnética irreversível com aumento da susceptibilidade magnética, típica da presença de magnetita. São identificadas $T_V = -165\text{ °C}$ e $T_C = 575\text{ °C}$. (b): Curva termomagnética típica da presença de dois minerais, provavelmente titanomagnetita e magnetita, com temperaturas de Curie de 520 °C e 580 °C , respectivamente. A curva é irreversível, com aumento da susceptibilidade magnética. (c) e (d): Curvas termomagnéticas mostram um comportamento essencialmente paramagnético, com formação de magnetita após o aquecimento, como observado na curva azul (resfriamento). Curvas em vermelho representam a susceptibilidade magnética obtida durante o aquecimento (*heating*) e curvas em azul a susceptibilidade magnética medida com o resfriamento (*cooling*). Em verde, está representada a derivada das curvas de aquecimento, utilizada para inferir a temperatura de Curie/Néel (T_C) e a transição de Verwey (T_V).

As curvas de histerese e de magnetização remanente isotérmica (MRI) foram efetuadas para, pelo menos, uma amostra de cada sítio, visando identificar os minerais magnéticos presentes nas rochas investigadas, através de suas coercividades. Diagramas FORC também foram efetuados para amostras selecionadas para investigar o estado de estrutura de domínio de seus minerais. As Figuras Figura 5.5 e Figura 5.6 mostram as curvas de histerese e de magnetização remanente isotérmica (MRI), respectivamente, para as amostras das soleiras e das rochas sedimentares.

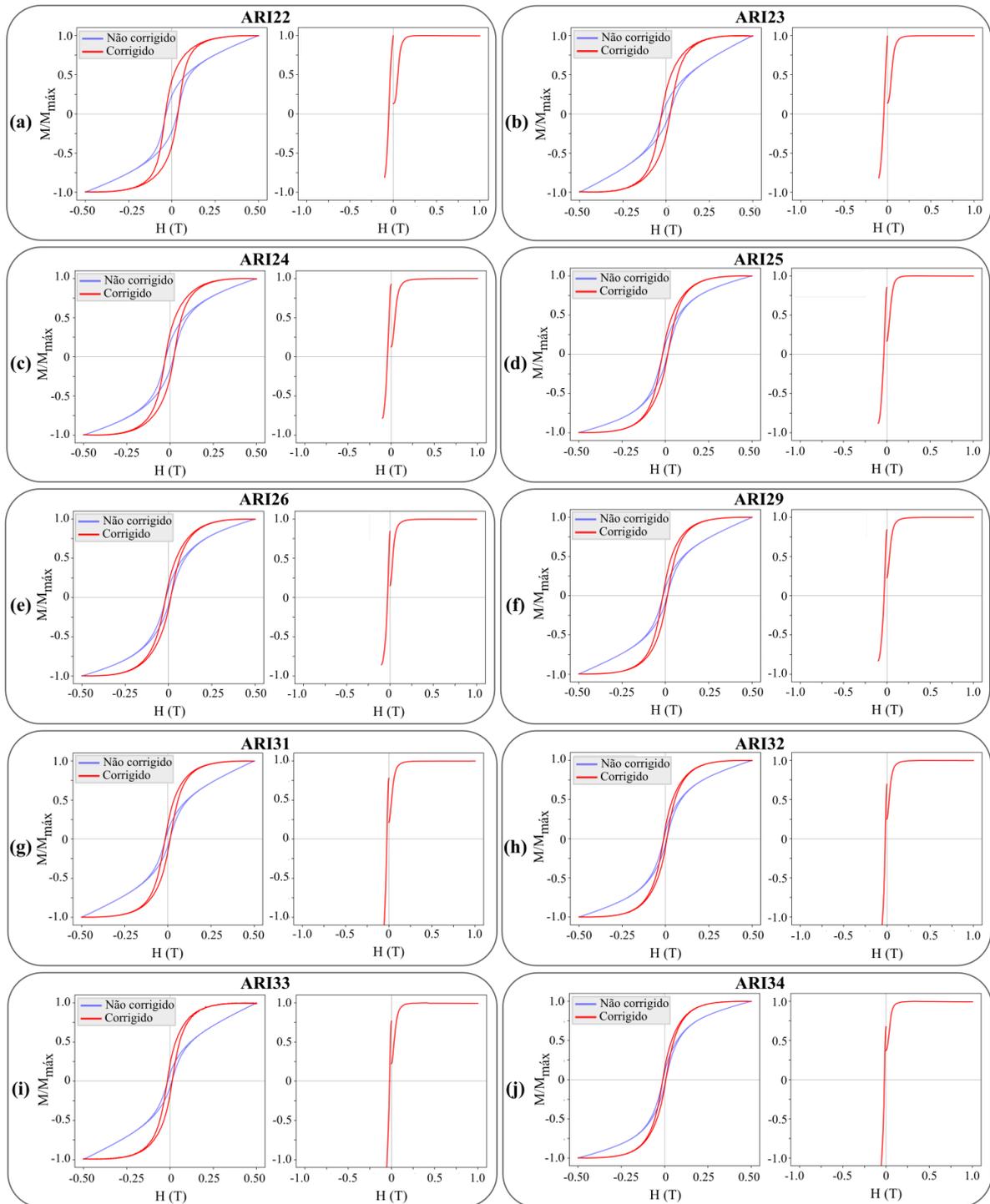


Figura 5.5 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) em amostras da Suíte Arinos. Em azul, estão representadas as curvas não corrigidas, e em vermelho as curvas de histerese, corrigidas do efeito paramagnético. As curvas de histerese apresentadas são do tipo cintura-fina, e são características de minerais de baixa coercividade. As curvas de MRI atingem a magnetização de saturação a campos inferiores a 0,25 T, indicando a presença de titanomagnetita ou de magnetita nas amostras. $M/M_{\text{máx}}$ – momento magnético relativo; H (T) – campo magnético aplicado, em tesla.

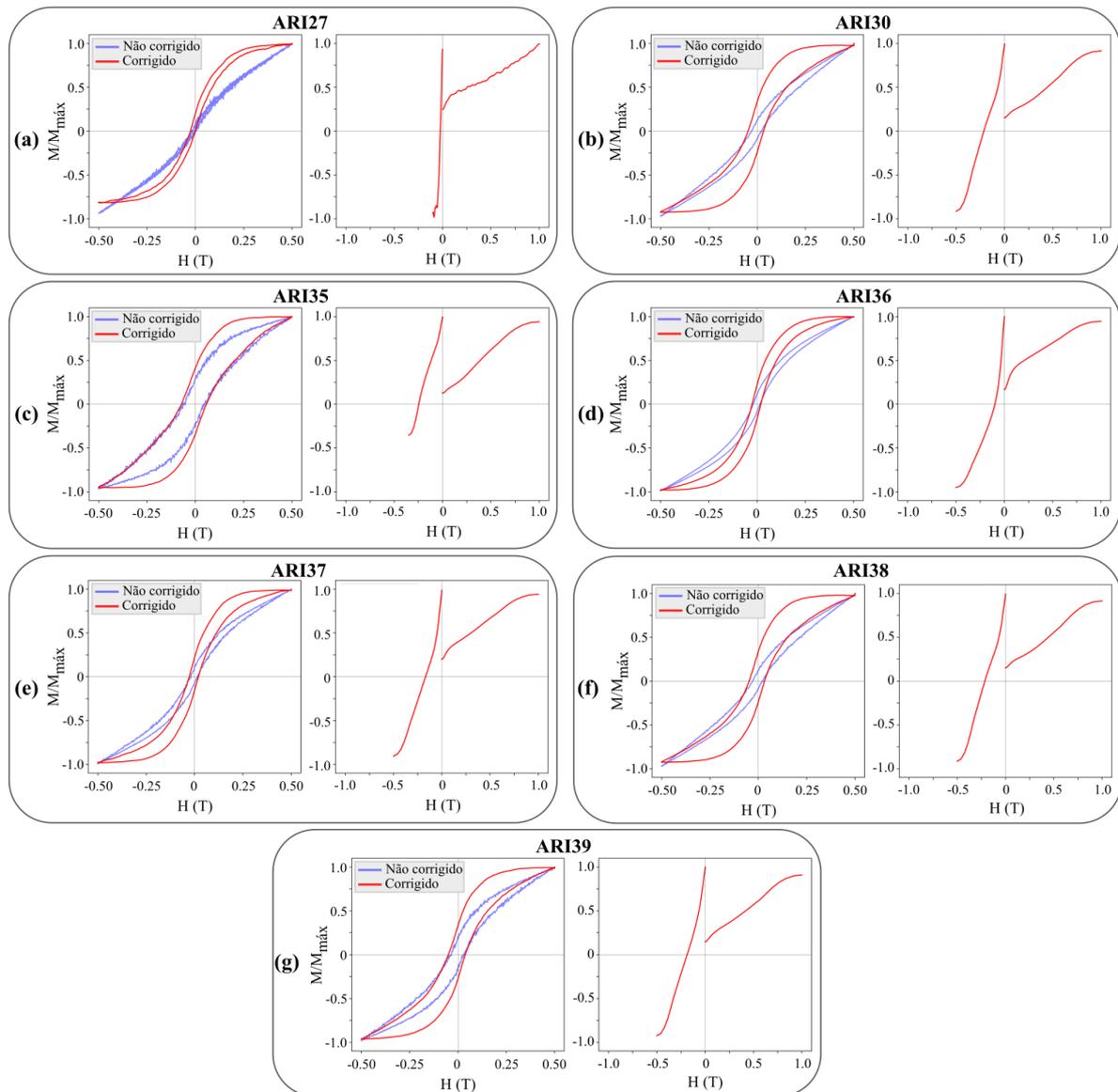


Figura 5.6 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) de amostras da Formação Dardanelos. Em azul, estão representadas as curvas não corrigidas, e em vermelho as curvas de histerese, corrigidas do efeito paramagnético. As curvas de histerese apresentadas são do tipo pescoço-de-ganso, que é característico da presença de dois minerais com coercividades diferentes, sendo um de menor coercividade (i.e., magnetita) e outro de maior coercividade (hematita). As curvas de MRI reforçam a presença de magnetita e hematita. A magnetização de saturação é superior a 1 T e não foi atingida nestas medidas. $M/M_{\text{máx}}$ – momento magnético relativo; H (T) – campo magnético aplicado, em tesla.

A contribuição paramagnética, indicada pelas curvas azuis, foi subtraída para mostrar somente a contribuição dos minerais ferromagnéticos (curvas em vermelho). As amostras da Suíte Arinos (Figura 5.5) são do tipo cintura-fina, característica de minerais de coercividade baixa à intermediária, como a magnetita e/ou a titanomagnetita. As curvas de magnetização remanente isotérmica reforçam a presença destes minerais de coercividade baixa a intermediária, cuja magnetização de saturação é atingida a campos inferiores a 0,25 T. Não é notado a presença de hematita nestas amostras.

A maioria das amostras sedimentares apresentou curvas de histerese do tipo pescoço-de-ganso (*goose-neck*), indicando a mistura de minerais com coercividades distintas, sendo provavelmente magnetita e hematita. As curvas de magnetização remanente isotérmica reforçam a possibilidade da presença desses dois portadores magnéticos, onde são observadas mudanças nas inclinações da curva em torno de 0,25 T, além da magnetização de saturação não ser atingida até 1 T.

A Figura 5.7 abaixo mostra as curvas de histerese e de MRI para as amostras de hornfels, coletadas no sítio ARI28. Nota-se um comportamento típico de magnetitas, com curvas de histerese do tipo cintura-fina com uma forte componente paramagnética, e curvas de MRI que atingem a magnetização de saturação a campos inferiores a 0,25 T.

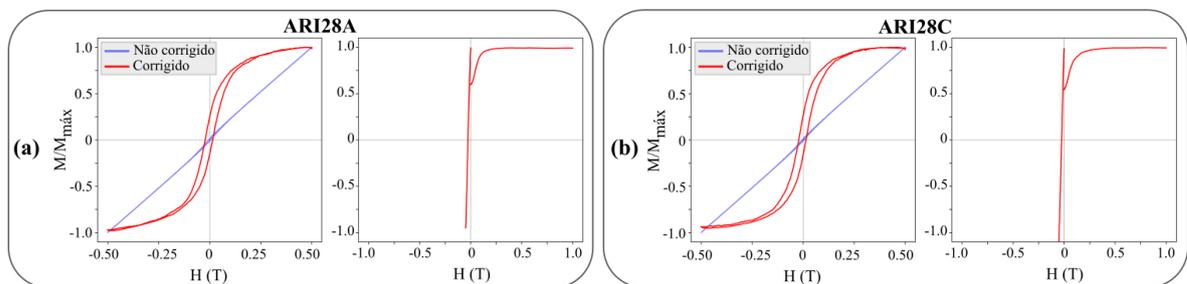


Figura 5.7 – Curvas de histerese (à esquerda) e de magnetização remanente isotérmica (à direita) das duas amostras de hornfels. Em azul são representadas as curvas de histerese não-corrigidas do efeito paramagnético, e em vermelho são as curvas de histerese corrigidas do efeito paramagnético. Nota-se uma forte componente paramagnética nestas amostras. Curvas de histerese do tipo cintura-fina, características de magnetita. As curvas de MRI atingem a magnetização de saturação a campos inferiores a 0,25 T, reforçando a presença deste mineral.

O compilado dos parâmetros obtidos através das curvas de MRI e de histerese para todos os sítios estudados estão descritos na Tabela 5.3 (abaixo). Destes parâmetros, foi possível construir o diagrama de Day et al. (1977) para os sítios da Suíte Arinos (Figura 5.8). No diagrama é observado que as amostras de diabásio seguem a curva de Dunlop (2002b) para misturas de magnetitas SD–MD. Nota-se que as amostras representadas pelo símbolo diamante (sítios ARI01 a ARI18) possuem mais componentes MD (até 90%) e menor campo coercivo, quando comparadas com as amostras representadas pelo círculo cheio (sítios ARI22 a ARI34).

Note que há uma relação direta entre as coercividades obtidas para os sítios da Suíte Arinos e a posição deles no Diagrama de Day (Figura 5.8), sendo que aqueles com coercividades menores apresentam maior contribuição MD (Dunlop, 2002b). Os sítios ARI22, ARI23 e ARI24 apresentam coercividades maiores do que 20 mT e são caracterizados com uma contribuição maior de grãos SD (Figura 5.8).

Tabela 5.3 – Parâmetros magnéticos obtidos através das curvas de histerese e de MRI para os sítios ARI01 a ARI39. Somente os parâmetros obtidos neste trabalho foram normalizados pela massa. Sítio ARI28 teve dois espécimes medidos: um do cilindro A e outro do cilindro C, devido a heterogeneidade dos espécimes. Ao lado, são mostrados os símbolos (diamante ou círculo) presentes na legenda da Figura 5.8.

Sítio	Litologia	H_C (mT)	H_{CR} (mT)	m_{RS} (Am ²)	m_S (Am ²)	Sítio	Litologia	H_C (mT)	H_{CR} (mT)	M_{RS} (Am ²)	M_S (Am ²)
ARI02	D	15,24	24,83	7,823	37,02	ARI23	D	24,61	43,34	$1,701 \cdot 10^{-6}$	$5,805 \cdot 10^{-6}$
ARI03	D	11,10	23,76	4,334	33,42	ARI24	D	24,39	42,12	$5,522 \cdot 10^{-6}$	$18,82 \cdot 10^{-6}$
ARI04	D	16,16	34,67	7,197	38,26	ARI25	D	15,06	34,81	$5,577 \cdot 10^{-6}$	$29,85 \cdot 10^{-6}$
ARI05	D	12,86	23,46	4,941	27,89	ARI26	D	14,61	28,16	$3,932 \cdot 10^{-6}$	$22,39 \cdot 10^{-6}$
ARI06	A	32,76	298,3	$165,7 \cdot 10^{-9}$	$527,0 \cdot 10^{-9}$	ARI27	A	13,65	24,49	$35,97 \cdot 10^{-9}$	$147,4 \cdot 10^{-9}$
ARI07	A	43,29	334,6	$147,8 \cdot 10^{-3}$	$464,1 \cdot 10^{-3}$	ARI28A	H	18,31	26,63	$125,7 \cdot 10^{-9}$	$438,5 \cdot 10^{-9}$
ARI08	D	11,43	22,61	$5,189 \cdot 10^{-6}$	$29,53 \cdot 10^{-6}$	ARI28C	H	17,77	24,94	$73,09 \cdot 10^{-9}$	$231,4 \cdot 10^{-9}$
ARI09	D	11,81	24,56	$4,550 \cdot 10^{-6}$	$30,22 \cdot 10^{-6}$	ARI29	D	13,12	31,92	$3,344 \cdot 10^{-6}$	$16,76 \cdot 10^{-6}$
ARI11	D	9,617	22,10	$1,260 \cdot 10^{-6}$	$9,988 \cdot 10^{-6}$	ARI30	A	57,03	20,36	$266,4 \cdot 10^{-9}$	$352,4 \cdot 10^{-9}$
ARI12	D	16,49	43,32	$5,023 \cdot 10^{-6}$	$30,88 \cdot 10^{-6}$	ARI31	D	14,73	21,14	$2,396 \cdot 10^{-6}$	$11,15 \cdot 10^{-6}$
ARI13	D	6,474	18,73	$5,723 \cdot 10^{-6}$	$64,97 \cdot 10^{-6}$	ARI32	D	9,508	17,64	$2,344 \cdot 10^{-6}$	$15,72 \cdot 10^{-6}$
ARI14	D	7,741	20,52	$4,574 \cdot 10^{-6}$	$45,57 \cdot 10^{-6}$	ARI33	D	14,21	20,57	$1,488 \cdot 10^{-6}$	$7,026 \cdot 10^{-6}$
ARI15	D	5,824	18,10	$6,402 \cdot 10^{-6}$	$79,84 \cdot 10^{-6}$	ARI34	D	8,965	14,15	$2,301 \cdot 10^{-6}$	$16,71 \cdot 10^{-6}$
ARI16	A	39,95	436,9	$75,01 \cdot 10^{-9}$	$249,6 \cdot 10^{-9}$	ARI35	A	64,33	249,8	$118,9 \cdot 10^{-9}$	$190,1 \cdot 10^{-9}$
ARI17	A	28,93	325,2	$74,71 \cdot 10^{-3}$	$314,1 \cdot 10^{-3}$	ARI36	A	22,56	97,44	$449,7 \cdot 10^{-9}$	$1,341 \cdot 10^{-6}$
ARI18	D	5,757	14,01	2,198	35,40	ARI37	A	23,84	167,6	$98,73 \cdot 10^{-9}$	$308,5 \cdot 10^{-9}$
ARI19	F	17,26	111,7	$111,13 \cdot 10^{-3}$	$518,9 \cdot 10^{-3}$	ARI38	A	39,84	213,4	$193,4 \cdot 10^{-9}$	$323,4 \cdot 10^{-9}$
ARI20	A	21,22	316,0	$199,1 \cdot 10^{-9}$	$775,2 \cdot 10^{-9}$	ARI39	A	43,82	188,2	$133,4 \cdot 10^{-9}$	$222,2 \cdot 10^{-9}$
ARI21	A	32,78	114,4	$251,1 \cdot 10^{-9}$	$747,3 \cdot 10^{-9}$						

Dados de Dutra (2019) e Massucato-Silva (2021) – ◆

Dados deste trabalho (normalizados pela massa) – ●

H_C: campo coercivo; **H_{CR}**: coercividade de remanência; **m_{RS}**: momento magnético associado a magnetização remanente de saturação; **m_S**: momento magnético de saturação; **M_{RS}**: magnetização remanente de saturação; **M_S**: magnetização de saturação. Litotipos – (D): diabásio; (A): arenito; (F) folhelho; (H): hornfels.

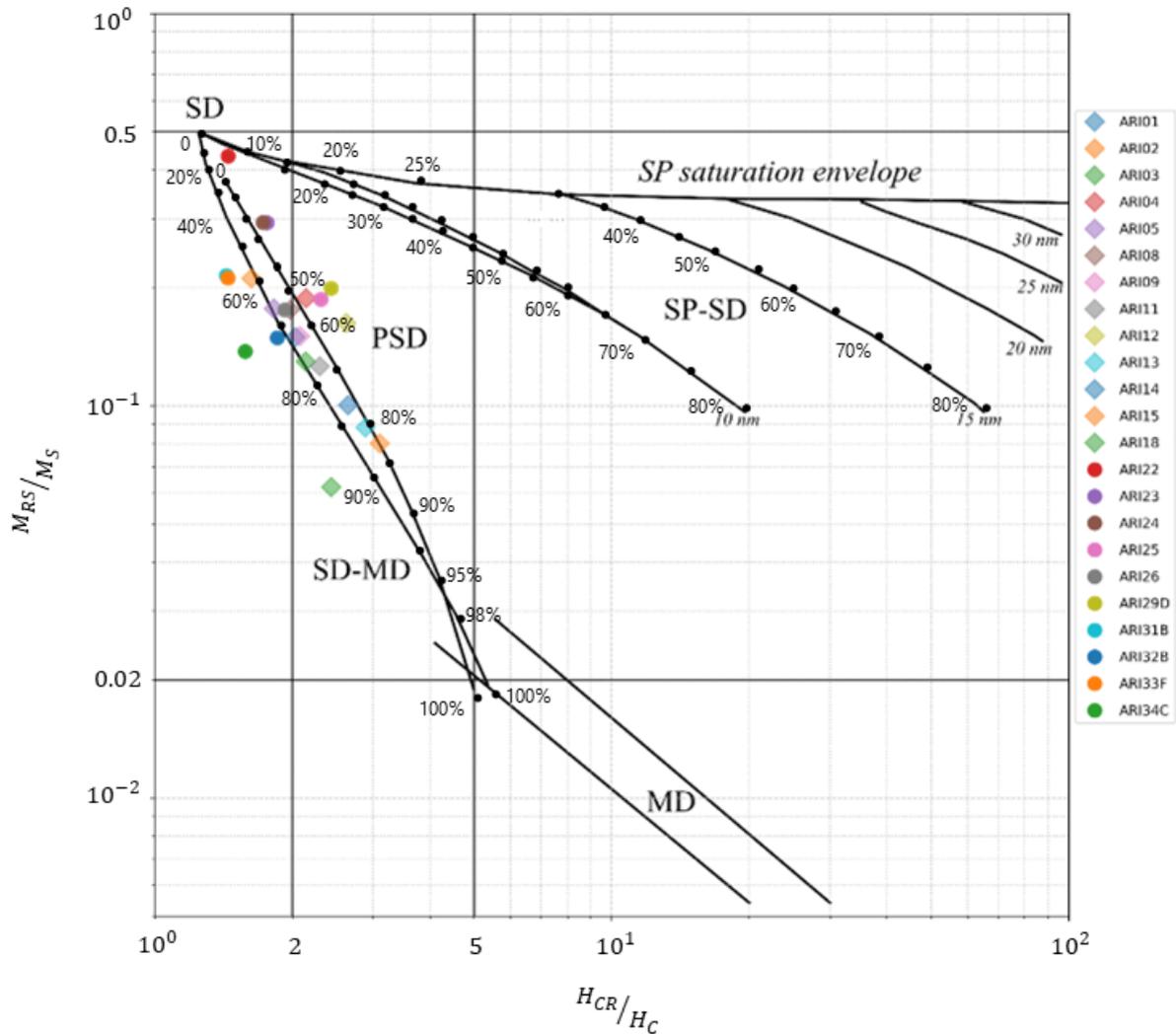


Figura 5.8 – Diagrama de Day (Day et al., 1977), com curvas teóricas para a misturas de grãos SD–MD, SP–PSD e SP–SD (Dunlop, 2002a, 2002b). Sítios dos trabalhos de Dutra (2019) e Massucato-Silva (2021) estão representados pelos quadriláteros, enquanto os novos dados foram plotados como círculos cheios. SD: domínio simples; MD: multidomínio; PSD: pseudo-domínio-simples; SP: superparamagnético.

Os diagramas FORC dos sítios ARI12, ARI29 e ARI31 (Figura 5.9) permitiram identificar partículas pseudo-domínio-simples em estado de vórtex, ou então partículas PSD+SD pouco interativas. Estes resultados apresentados são condizentes com o Diagrama de Day (Day et al., 1977) da Figura 5.8, onde os sítios caem no domínio das partículas PSD.

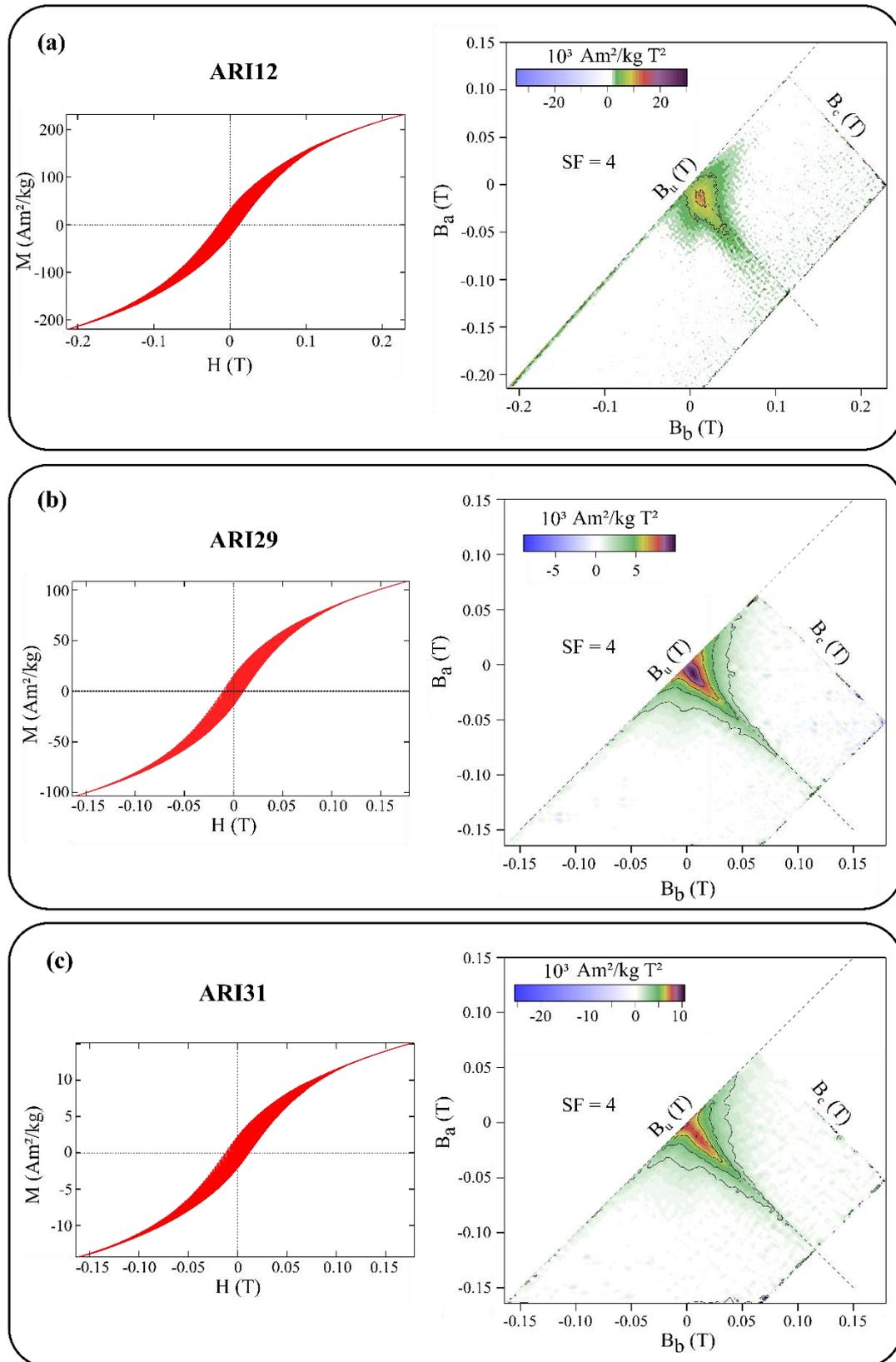


Figura 5.9 – Diagramas FORC para três amostras de olivina-diórbio da Suíte Arinos. Nota-se nos diagramas a estrutura em formato de borboleta, característica de partículas de pseudo-domínio-simples em estado de vórtex. Todos os diagramas foram suavizados por um *smoothing factor* (SF) de 4, indicados pelo próprio programa como sendo o melhor ajuste para melhora da razão sinal/ruído.

5.2.2. DIREÇÕES DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE CARACTERÍSTICA E POLO PALEOMAGNÉTICO

Foram desmagnetizadas 504 amostras, sendo que 378 delas forneceram direções estáveis obtidas através das desmagnetizações térmicas e por campos alternados. Componentes secundárias foram eliminadas entre 0 e ~10 mT e entre 0 e ~350 °C para a maior parte dos sítios. Direções sudeste (noroeste) com inclinações positivas (negativas) foram isoladas entre 20 e ~100 mT ou entre 500 e ~600 °C para amostras de 18 sítios de diabásio da Suíte Arinos (Figura 5.10, Tabela 5.4). A desmagnetização térmica, aliada aos dados de mineralogia magnética, indica a magnetita ou a titanomagnetita como sendo os prováveis portadores desta magnetização característica. Direções de magnetização similares foram obtidas através da desmagnetização por campos alternados para amostras de 11 sítios de rochas sedimentares da Formação Dardanelos (Figura 5.11, Tabela 5.4). Essas componentes puderam ser isoladas entre as coercividades de 15 e ~100 mT. Em particular, duas componentes estáveis foram isoladas para amostras dos sítios ARI36 e ARI38 da Formação Dardanelos. A primeira delas é uma componente menos coerciva (ChRM⁻) entre as etapas de desmagnetização de 0–40 mT, com direção SW de inclinação positiva, provavelmente associada à magnetita. A outra componente observada é mais coerciva (ChRM⁺) e apresenta direção SW (NE) de inclinação positiva (negativa), provavelmente associada à hematita, com coercividades entre 40–100 mT (Figura 5.11). A desmagnetização térmica não forneceu componentes estáveis para as amostras da Formação Dardanelos.

Algumas amostras da Formação Dardanelos mostraram direções características a SW (NE) de inclinação positiva (negativa), como pode ser observado na Figura 5.12a e nos sítios destacados em vermelho na Tabela 5.4. Estes sítios foram coletados em pontos mais afastados da região de afloramento da soleira (Figura 2.1a). Por outro lado, os sítios da Formação Dardanelos que estavam próximos à zona de contato e que tiveram direções estáveis a SE–NW, parecem ter sido afetados pelo aquecimento da intrusiva Arinos. Considerando esta hipótese como correta, foi realizado um ângulo de corte de 30° aos respectivos PGVs destes 29 sítios, resultando na eliminação de 4 sítios da Suíte Arinos e 1 sítio da Formação Dardanelos. A Figura 5.12b mostra as direções médias normais e reversas dos 14 sítios da Suíte Arinos e dos 10 sítios da Formação Dardanelos após este corte.

Visando dar mais ênfase a esta interpretação, foram calculadas as direções médias para os 10 sítios de Formação Dardanelos ($D_m=146,4^\circ$; $I_m=27,0^\circ$ ($k=42,1$; $\alpha_{95}=7,5$ – Figura 5.12d) e para os 14 sítios da Suíte Arinos ($D_m=141,9$; $I_m=30,2^\circ$ ($k=15,8$; $\alpha_{95}=10,3^\circ$ – Figura 5.12e). Estas direções passam pelo teste de aleatoriedade de Watson (1956a, 1983) o qual indica que a

hipótese nula de que as duas direções médias são iguais não pode ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância (Figura 5.12e). Também, nota-se nesta figura que os dois círculos de confiança (α_{95}) englobam as duas direções médias calculadas, mostrando que elas são estatisticamente iguais.

Desta forma, as direções médias representadas pelos 10 sítios de rochas sedimentares e pelos 14 sítios dos diabásios podem representar uma amostragem do campo geomagnético na época de intrusão das soleiras. Destes 24 sítios, 10 sítios possuem direção estável a NW com inclinação negativa, em que a direção média encontrada é $D_m=330,5^\circ$; $I_m=-34,6^\circ$ ($k=20,3$; $\alpha_{95}=11,0^\circ$). Outros 14 sítios possuem direção estável a SE com inclinação positiva, que resultou na direção média $D_m=139,6^\circ$; $I_m=24,6^\circ$ ($k=28,6$; $\alpha_{95}=7,6^\circ$). O teste de aleatoriedade de Watson (1956a, 1983) conduzido nestas direções forneceu um fator $V_w=1,0000$ para $V_{crítico}=3,2093$, implicando que a hipótese nula de que as duas direções são iguais e antipodais não pode ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância ($V_{watson} < V_{crítico}$) (Figura 5.12b). Desta forma, as direções NW de inclinações negativas foram rotacionadas para direções SE de inclinações positivas para a determinação da direção média dos sítios: $D_m=143,9^\circ$; $I_m=28,8^\circ$ ($N=24$; $k=21,7$; $\alpha_{95}=6,5^\circ$) (Figura 5.12c). A média dos respectivos PGVs resultou no polo paleomagnético (polo ARI) localizado a $-54,9^\circ N$; $17,8^\circ E$ ($K=25,8$; $A_{95}=5,9^\circ$) (Figura 5.12d). A elongação calculada para os PGVs é de $E = 3,07779$ na direção $V_{2DEC} = 259,29^\circ$.

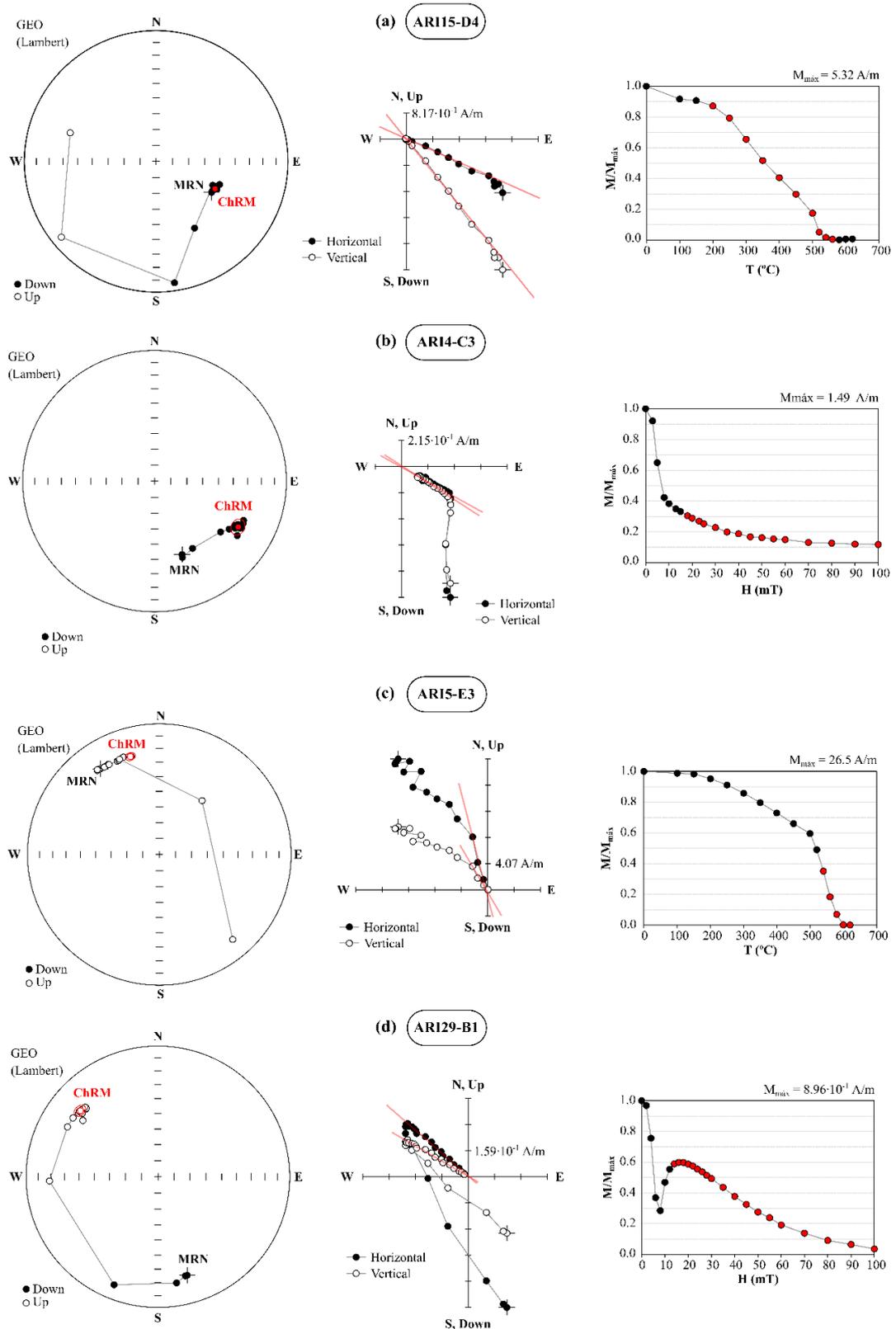


Figura 5.10 – Exemplos de desmagnetizações térmicas e por campos alternados de sítios com direção sudeste de inclinação positiva (a e b) e sítios com direção noroeste de inclinação negativa (c e d). São mostradas, da esquerda para a direita, a rede estereográfica, as projeções ortogonais e a curva de intensidade relativa (M/M_{\max} em função do campo H (mT) ou da temperatura (°C)). As direções características (ChRM – redes estereográficas) ajustadas pela análise de componentes principais (Kirschvink, 1980) estão representadas no diagrama de Zijderveld como a reta vermelha.

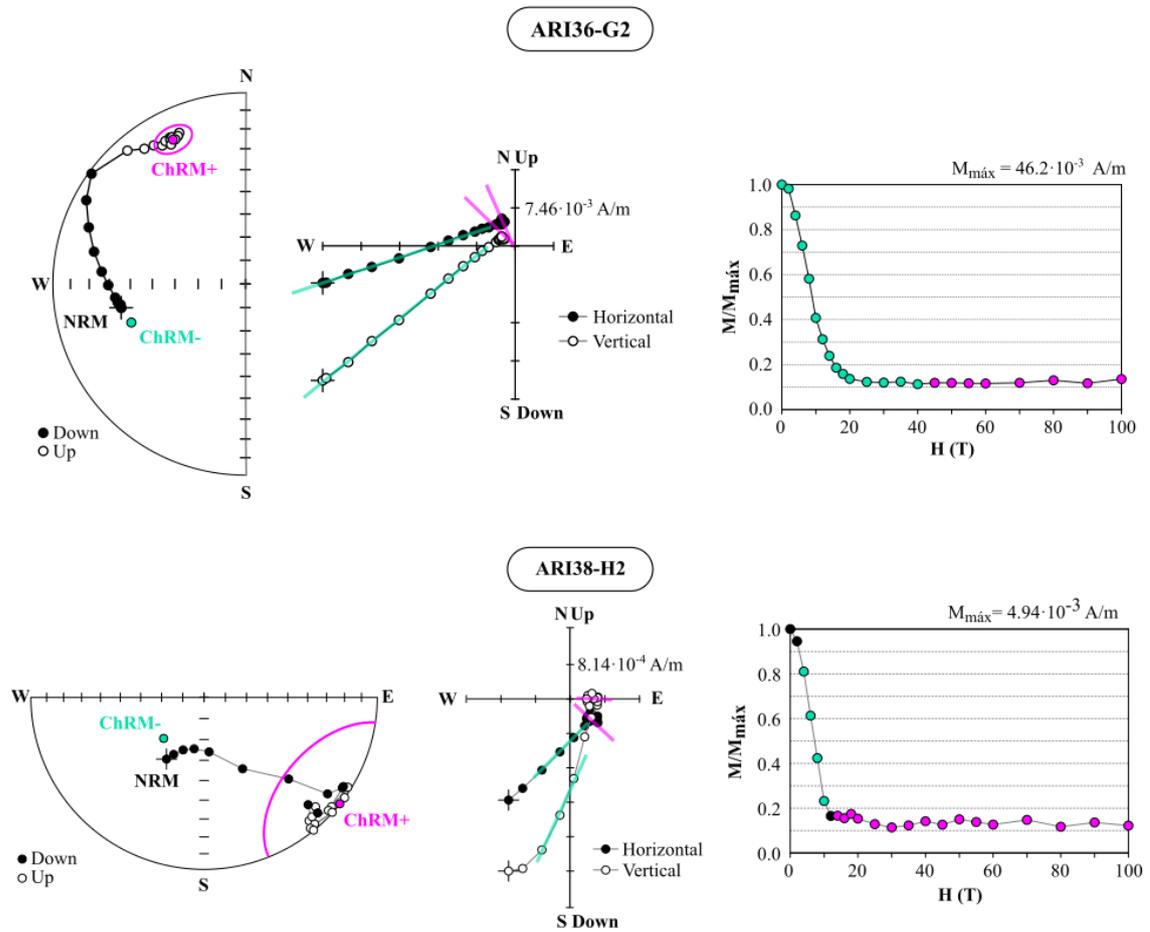


Figura 5.11 – Direções características da amostra G2 do sítio ARI36 e da amostra H2 do sítio ARI38. São mostradas, da esquerda para a direita, a rede estereográfica, as projeções ortogonais e a curva de intensidade relativa ($M/M_{\text{máx}}$ em função do campo H (mT)). Desmagnetizações térmicas não foram consideradas na análise, pois não forneceram direções estáveis. Nota-se a existência de uma componente menos coerciva entre 0 e ≈ 40 mT (ChRM-) com direção SW (positiva) e outra mais coerciva a mais de 40 mT (ChRM+) de direção SE ou NW. O portador das direções menos coercivas é, provavelmente, a magnetita, enquanto a hematita é, provavelmente, o portador das direções mais coercivas (possivelmente uma direção secundária).

Tabela 5.4 – Resultados paleomagnéticos da Suíte Intrusiva Arinos e da Formação Dardanelos.

Sítio	Coordenadas geográficas		Litotipo	Amostras	Direção média por sítio						PGV			
	GLat (°S)	GLon (°W)			N/n	Dec. (°)	Inc. (°)	R	k	α_{95} (°)	PLat (°N)	PLon (°E)	dp	dm
01	10,3	59,2	D	A–H	11/10	141,1	28,6	9,38	14,54	13,1	-51,8	19,2	7,9	14,4
02	10,3	59,2	D	A–G	10/8	131,2	35,8	7,85	47,06	8,2	-42,1	13,3	5,5	9,5
04	10,3	59,2	D	A–F	14/14	125,9	17,3	12,74	10,33	13,0	-36,7	27,4	7,0	13,5
05	10,3	59,2	D	A–G	18/8	334,3	-32,5	7,63	19,16	13,0	-64,0	11,5	8,3	14,7
06	10,3	59,2	A	A–F	10/8	306,9	-30,3	7,85	47,35	8,1	-38,1	18,1	5,0	9,0
07	10,3	59,2	A	A–G	14/10	152,3	23,0	9,60	22,74	10,4	-62,8	24,6	5,9	11,1
12	10,3	59,4	D	A–G	10/10	161,2	29,6	9,89	81,62	5,4	-70,9	11,7	3,3	6,0
14	10,3	59,4	D	A–F	13/10	124,3	7,4	9,21	11,38	15,0	-34,4	33,2	7,6	15,1
15	10,3	59,4	D	A–F	14/11	132,0	31,3	10,22	12,80	13,3	-43,0	17,0	8,3	14,9
16	10,2	59,5	A	A–E	12/11	341,4	-35,5	10,21	12,61	13,4	-69,7	0,6	9,0	15,5
17	10,2	59,4	A	A–E	12/8	156,1	18,9	7,56	16,01	14,3	-66,5	29,7	7,8	14,9
18	10,3	59,4	D	A–H	15/8	150,5	28,9	7,82	38,96	9,0	-60,8	17,4	5,4	9,9
20	10,4	59,6	A	A–E	10/5	143,1	38,7	4,48	7,73	29,4	-52,8	7,8	20,8	35,0
21	10,4	59,4	A	A–D	10/8	327,8	-16,1	6,45	4,52	29,3	-58,2	31,8	15,5	30,2
24	10,4	59,0	D	A–F	14/9	135,7	8,5	8,67	24,06	10,7	-45,7	35,6	5,4	10,8
25	10,4	59,0	D	A–F	16/15	119,0	14,3	14,12	15,86	9,9	-29,7	28,5	5,2	10,1
27	10,4	58,9	A	A–F	18/14	135,7	29,5	12,47	8,49	14,5	-46,6	19,2	8,9	16,0
29*	10,4	58,0	D	A–F	16/15	317,3	-27,5	14,83	80,18	4,3	-48,2	21,7	2,6	4,7
30	10,4	57,8	A	A–J	14/12	330,3	-36,1	11,28	15,25	11,5	-59,8	10,0	7,8	13,4
32*	10,4	58,0	D	A–F	8/6	346,0	-43,2	5,90	48,01	9,8	-70,2	-17,8	7,6	12,2
33*	10,4	58,0	D	A–G	9/8	355,6	-42,6	7,80	34,52	9,6	-75,1	-42,3	7,3	11,8
34*	10,4	58,0	D	A–F	8/7	337,4	-61,2	6,92	74,44	7,0	-52,5	-30,2	8,3	10,7
36+	10,4	57,7	A	A–G	16/13	149,7	25,0	12,36	18,70	9,8	-60,2	24,0	5,7	10,5
37	10,5	57,7	A	A–H	16/10	320,1	-13,7	9,31	12,98	13,9	-50,4	34,1	7,3	14,2
19	10,3	59,6	F	A–F	10/9	201,6	13,7	8,87	60,77	6,7	-68,4	203,2	3,5	6,8
35	10,5	57,9	A	A–F	12/8	205,5	-7,1	6,93	6,54	23,4	61,0	4,4	11,8	23,5
36-	10,4	57,7	A	A–G	16/11	244,3	20,6	10,21	12,70	13,3	-26,9	-141,0	7,3	14,0
38-	10,5	57,7	A	A–H	17/9	195,0	66,3	8,05	8,43	18,8	-49,8	-73,0	25,3	30,9
39	10,6	57,7	A	A–I	19/15	12,1	-13,9	14,70	46,45	5,7	-77,5	196,8	3,0	5,8
03	10,3	59,2	D	A–H	10/8	72,4	17,1	6,73	5,53	25,9	15,5	18,6	13,8	26,8
08	10,3	59,2	D	A–G	11/8	286,6	-35,6	7,96	191,58	4,0	-19,0	13,4	2,7	4,6
09	10,3	59,2	D	A–H	10/9	75,9	-21,9	7,97	7,77	19,7	-15,7	-140,2	11,0	20,8
11	10,3	59,4	D	A–H	14/8	104,0	39,1	7,88	58,83	7,3	-16,7	10,3	5,2	8,7
13	10,3	59,4	D	A–F	8/7	272,7	-69,2	6,69	19,10	14,2	-9,8	-21,6	20,6	24,2
22	10,5	58,9	D	A–G	14/12	337,0	1,9	11,64	30,39	8,0	64,4	236,3	4,0	8,0
23	10,5	58,9	D	A–F	8/6	17,2	-61,0	5,93	67,76	8,2	-55,0	-81,4	9,6	12,6
26	10,4	59,0	D	A–G	17/13	213,8	30,8	12,31	17,37	10,2	-56,6	-134,6	6,3	11,4
28	10,3	58,0	H	A–C	4/3	–	–	–	–	–	–	–	–	–
31	10,4	58,0	D	A–G	9/7	4,8	-3,2	6,84	37,93	9,9	-80,0	150,8	5,0	9,9
38+	10,5	57,7	A	A–H	17/10	314,7	18,7	9,11	10,11	16,0	40,7	-125,2	8,7	16,7
MÉDIA					N=24	143,9	28,8	22,94	21,70	6,5				
POLO ARI					PLat: -54,9°N		PLon: 17,8°E		A ₉₅ =5,9°		K=25,8			

GLat/GLon: latitude/longitude dos sítios de amostragem; Litotipos: (D) diabásio; (A) arenito, (F) folhelho e (H) hornfels; N: número de espécimes medidos; n: número de espécimes considerados na média; Dec./Inc.: declinação/inclinação magnética; R/k/ α_{95} /A₉₅/K: parâmetros estatísticos de Fisher (1953); PGV: polo geomagnético virtual; PLat/PLon: latitude/longitude do polo; dp/dm: eixo paralelo/perpendicular do semicírculo de confiança dos PGV; (*): sítios rotacionados (considerados para o teste da “dobra”); (-): direção menos coerciva do sítio; (+): direção mais coerciva do sítio.

Os sítios considerados para o teste de contato cozido estão destacados em **vermelho**. Sítios em *italico* foram desconsiderados na determinação da média. Destaca-se ainda que os sítios afetados pela falha de basculamento (ARI29, ARI31, ARI32, ARI33 e ARI34) foram rotacionados pela correção tectônica, sendo que apenas o sítio ARI31 foi descartado.

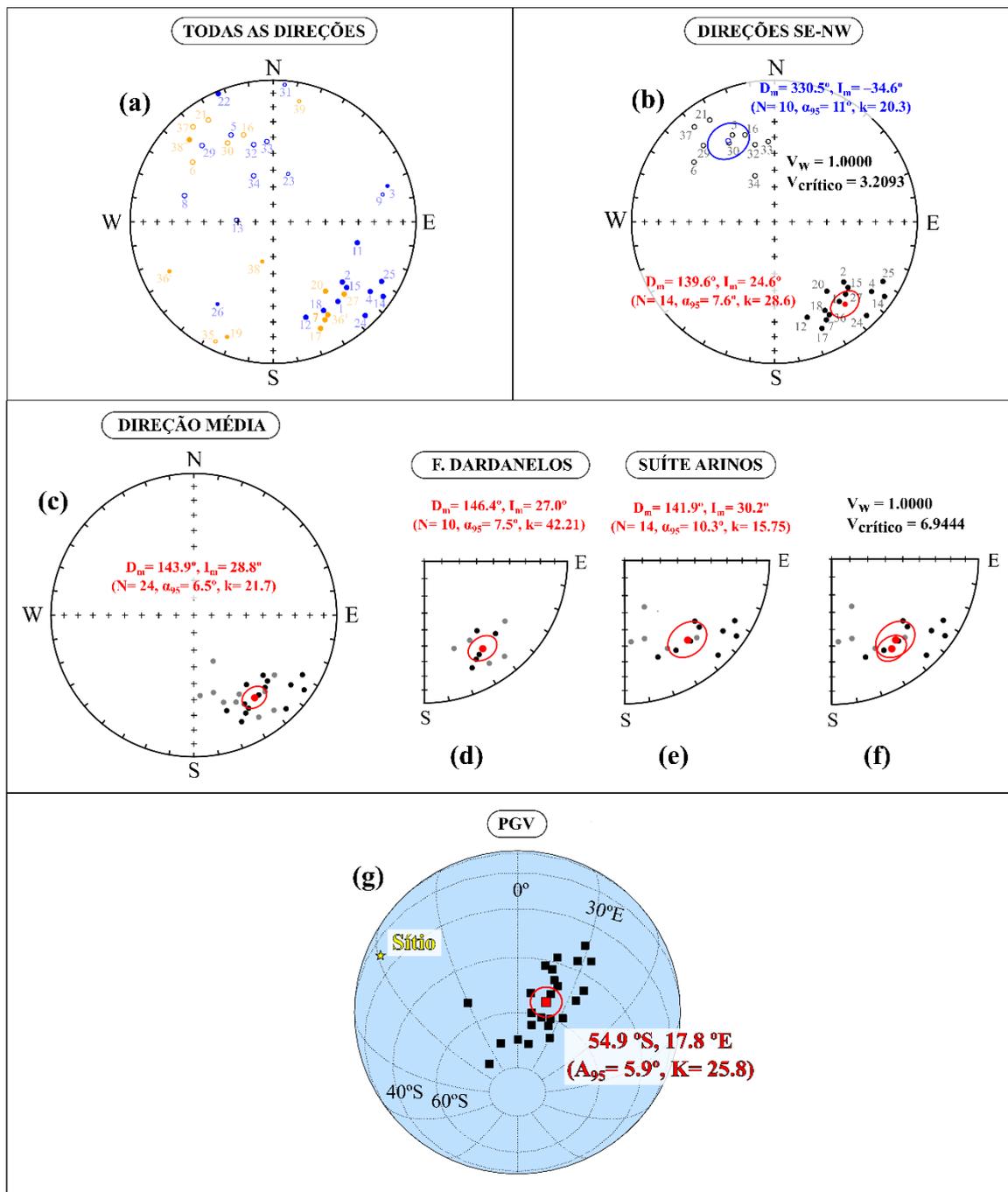


Figura 5.12 – (a) Direções médias para todos os sítios. Sítios em amarelo representam as rochas sedimentares da Formação Dardanelos, e os sítios em azul representam a Suíte Arinos. Círculos abertos são direções com inclinação negativa, enquanto círculos fechados representam inclinações positivas. (b) Direções médias para os sítios com direção SE (NW), com inclinação positiva (negativa) após corte de 30° . Teste de aleatoriedade de Watson (1956a, 1983) implica que a hipótese nula de que as duas direções são iguais e antipodais não pode ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância. (c) Sítios com direções NW de inclinação negativa foram rebatidos para SE para o cálculo da direção média (em vermelho): $D_m=143,9^\circ, I_m=28,8^\circ$ ($N=24, \alpha_{95}=6,5, k=21,7$). (d) Direções médias dos sítios da Formação Dardanelos plotados em (c): $D_m=146,4^\circ, I_m=27,0^\circ$ ($N=10, \alpha_{95}=7,5^\circ, k=42,21$). (e) Direções médias dos sítios da Suíte Arinos plotados em (c): $D_m=141,9^\circ, I_m=30,2^\circ$ ($N=14, \alpha_{95}=10,3^\circ, k=15,75$). (f) Teste de aleatoriedade de (Watson, 1956a, 1983) implica que a hipótese nula de que as duas direções são iguais não pode ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância. Nota-se na figura que os dois círculos de confiança (α_{95}) englobam as duas direções médias calculadas, mostrando que elas são estatisticamente iguais. (g) Projeção ortográfica dos PGVs (em preto) e do polo paleomagnético ARI (em vermelho) localizado em $54,9^\circ S; 17,8^\circ E$ ($A_{95}=5,9^\circ, K=25,8$). A localização geográfica dos sítios de amostragem está representada pela estrela amarela.

6. *DISCUSSÕES GERAIS*

6.1. *IDADE DA SUÍTE INTRUSIVA ARINOS*

A Suíte Intrusiva Arinos foi primeiro descrita e datada por Tassinari et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1978) como efusões básicas alcalinas que intercalavam o pacote sedimentar da Formação Dardanelos. Os autores efetuaram duas determinações K–Ar nestas amostras, obtendo idades representativas de 1414 ± 14 Ma e de 1226 ± 20 Ma para o patamar inferior (amostra PT-12.2) e superior (amostra PT-14.3) da soleira, respectivamente. Entretanto, a idade da amostra PT-12.2 se mostrou incoerente com a idade máxima de sedimentação de 1300–1250 Ma para a Formação Dardanelos, obtida através de datações U–Pb e Pb–Pb em zircões detríticos (Leite & Saes, 2003; Rodrigues, 2018; Saes et al., 2002).

No trabalho de Silva et al. (1980), são apresentados os dados compilados das idades K–Ar da Suíte Arinos realizadas por Tassinari et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1978), onde as idades no intervalo de 1400–1200 Ma seriam representativas da Suíte Arinos e as idades no intervalo de 750–550 Ma seriam causadas por perdas parciais de argônio. As idades mais novas (1400–1200 Ma) foram interpretadas como idades mínimas para estas rochas. Silva et al. (1980) apresentam também dados geoquímicos realizados no Laboratório de Química de Rochas e Minerais do Instituto de Geociências da UFRGS para as amostras datadas (PT-12.2 e PT-14.3) e outras 3 amostras da Suíte Arinos. Os resultados destas análises são reproduzidos na Tabela 6.1, para as quais, é observada uma grande heterogeneidade química nestas amostras:

Tabela 6.1 – Análise geoquímica de 5 amostras de diabásio da Suíte Arinos, realizadas na UFRGS e apresentadas por Silva et al. (1980). A porcentagem de K₂O considerada para o cálculo das idades está destacada em **vermelho** (amostras PT-12.2 e PT-14.3). Fonte: Silva et al. (1980).

Óxidos (%)	PT-12.2	PT-12.3	PT-14.2	PT-14.3	PT-14.4
SiO ₂	46,02	44,88	47,64	48,44	45,98
TiO ₂	1,10	1,08	0,87	0,91	0,96
Al ₂ O ₃	16,69	19,15	18,21	16,49	20,50
Fe ₂ O ₃	5,73	4,26	2,55	3,54	3,77
MnO	0,25	0,25	0,27	0,24	0,25
MgO	8,40	8,59	9,14	7,93	8,94
CaO	9,23	9,77	10,09	9,56	8,66
Na ₂ O	2,62	2,62	2,12	2,31	2,24
K ₂ O	0,74	0,71	0,37	0,40	0,46
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,13	0,12	0,16
Total	100,51	100,59	99,39	99,06	100,84
PF	2,10	2,19	1,09	1,38	1,50

Visando aproveitar os dados disponibilizados pelos autores citados acima, as idades K–Ar das amostras PT-12.2 e PT-14.3 foram recalculadas utilizando as concentrações de óxidos de potássio (K₂O) da análise geoquímica publicada por Silva et al. (1980) (Tabela 6.1). As idades recalculadas seguiram as Equações [3.10] a [3.14], onde foram consideradas as mesmas concentrações de argônio radiogênico (⁴⁰Ar* [ppb]) dos trabalhos de Tassinari et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1978), resultando nas idades mínimas de 1123 ± 11 Ma para o patamar inferior e de 1198 ± 20 Ma para o patamar superior da soleira, como mostra a Tabela 6.2:

Tabela 6.2 – Resultados comparativos entre as idades obtidas por Tassinari et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1978) com as idades obtidas neste trabalho, seguindo a análise geoquímica publicada por Silva et al. (1980). Nota-se uma diferença de idade de quase 300 Ma para a amostra PT-12.2 e de quase 30 Ma para a amostra PT-14.3.

Amostra	PT-12.2	PT-14.3	PT-12.2	PT-14.3
Folha	SC.21-Y-B	SC.21-Y-B	SC.21-Y-B	SC.21-Y-B
Litologia	Diabásio	Diabásio	Diabásio	Diabásio
Míneral	Rocha total	Rocha total	Rocha total	Rocha total
% K ₂ O	0,54	0,39	0,74	0,40
% K	0,4461	0,3219	0,6143	0,3321
⁴⁰ Ar* (ppm)	66,75	39,37	66,75	39,37
% Ar (atm)	4,96	19,76	4,96	19,76
Idade (Ma)	1414	1226	1123	1198
Erro (Ma)	14	20	11	20
Referências	Tassinari & Teixeira (1978); Tassinari et al. (1978)		Silva et al. (1980); este trabalho	

O erro das idades estimadas neste trabalho foi calculado de acordo com a razão erro/idade dos trabalhos anteriores, que variou de 1 a 1,6%. Nota-se que um valor subestimado de potássio na amostra PT-12.2 alavancou uma diferença de 291 Ma na idade da amostra. Apesar da pouca diferença da % K₂O entre as análises geoquímicas da PT-14.3, foi observado uma diferença de 28 Ma entre as idades obtidas no trabalho anterior e atual.

As idades K–Ar recalculadas e apresentadas na

Tabela 6.2 são compatíveis, dentro do erro, com a idade de 1139 ± 78 Ma encontrada neste trabalho (Tabela 4.1), sendo que estas idades podem representar a idade mínima da Suíte Intrusiva Arinos. Tomando-se a média das três idades e considerando o erro de cada uma delas, podemos inferir uma idade de 1140 ± 10 Ma para a soleira, que é coerente com a idade máxima da deposição sedimentar da Formação Dardanelos, a qual é de 1300–1250 Ma (Rodrigues, 2018).

Sabe-se que o método K–Ar apresenta limitações quanto a sua acurácia, principalmente em rochas antigas (não-Quartenárias) e geoquimicamente heterogêneas (Oliveira et al.,

2022). Neste trabalho, houve uma tentativa em se obter uma idade por métodos mais precisos, como U–Pb em zircão ou baddeleyita, mas a inexistência destes minerais nas rochas estudadas impossibilitou dar continuidade a aplicação destas técnicas, sendo que a idade K–Ar de 1140 ± 10 Ma é a melhor estimativa que temos atualmente para a época de intrusão das soleiras da Suíte Arinos.

6.2. CONFIABILIDADE DO POLO PALEOMAGNÉTICO

O polo da Suíte Intrusiva Arinos, localizado a $-54,9^\circ\text{N}$; $17,8^\circ\text{E}$ ($A_{95}=5,9^\circ$; $K=25,8$), satisfaz 5 dos 7 critérios de qualidade propostos por Van der Voo (1990) e revisados por Meert et al. (2020). Os critérios R1 e R4 foram rejeitados como discutido abaixo:

(R1) A idade média inferida para a Suíte Intrusiva Arinos é de 1140 Ma, que é coerente com a idade mínima para a deposição sedimentar da Formação Dardanelos. Esta idade possui erro de ± 10 Ma, que satisfaz este critério. Entretanto, a pouca acurácia associada a metodologia escolhida, devido a inomogeneidade geoquímica, deve ser levada em conta. Portanto, este critério foi rejeitado com ressalvas:

- ❖ 1140 ± 10 Ma é uma idade média inferida a partir de métodos de datação K–Ar em rocha total.
- ❖ A dificuldade em encontrar zircão ou baddeleyita não permitiu explorar outros métodos mais precisos, como U–Pb. Determinação de idade Ar–Ar em plagioclásio está em andamento no Laboratório de Geocronologia da CPGeo-USP.

(R2) As técnicas empregadas e a análise estatística aplicada na determinação do polo ARI foram satisfeitas. Como mostrado nos resultados, foram aplicadas técnicas de desmagnetização térmica e por campos alternados em etapas crescentes, permitindo separar as componentes de magnetização e determiná-las por meio da análise direcional dos diagramas de Zijderveld (Kirschvink, 1980; Zijderveld, 1967). Um total de 238 amostras de 24 sítios foi usado para o cálculo do polo ARI, o qual produziu parâmetros estatísticos de Fisher ($A_{95}=5,9^\circ$; $K=25,8$) que atendem ao critério R2 de Meert et al. (2020), isto é, $N \geq 25$, $10 \leq K \leq 70$ e $B \geq 8$. Também, o polo atende ao critério de Deenen et al. (2011) para a variação secular, o qual estabelece que o valor de A_{95} deve estar entre o valor mínimo, definido por $A_{95 \text{ min}} = 17 \cdot N^{-0,40}$ e o valor máximo, definido por $A_{95 \text{ máx}} = 82 \cdot N^{-0,63}$, onde N é o número de sítios. No caso

deste trabalho, $N = 24$ e $A_{95} = 5,9^\circ$, o que resulta em $4,8^\circ \leq 5,9^\circ \leq 11,1^\circ$, estando, portanto, de acordo com este critério.

(R3) Foram realizadas curvas termomagnéticas, curvas de histerese, curvas de magnetização remanente isothermal além dos diagramas FORC. Os principais portadores magnéticos observados para os diabásios da Suíte Arinos são a magnetita e/ou titanomagnetita. Os diagramas FORC e de Day indicaram a presença de partículas PSD, sendo do tipo vórtex e/ou a mistura de partículas SD com MD. As curvas termomagnéticas não identificaram os minerais magnéticos presentes nas rochas sedimentares da Formação Dardanelos devido à baixa intensidade magnética e o predomínio de minerais paramagnéticos nessas rochas. Entretanto, tanto magnetita quanto hematita são observadas nas curvas de histerese e nas curvas de MRI.

(R4) O teste de contato cozido se mostrou inconclusivo. Não foi encontrado no campo nenhum afloramento em que as rochas sedimentares da Formação Dardanelos estivessem em contato direto com as rochas das soleiras Arinos. Entretanto, amostras de 10 sítios que se encontravam próximos das soleiras apresentaram a mesma direção que as máficas. Mostrou-se, neste trabalho, que a direção média calculada para estes sítios é estatisticamente igual à direção média dos 14 sítios de diabásios que apresentaram direções similares. Por outro lado, amostras de outros 5 sítios de rochas sedimentares que se situavam longe das soleiras, apresentaram direções sudoeste ou nordeste, com inclinações baixas. Um fato importante surge da análise de rochas sedimentares de dois sítios (ARI36 e ARI28) que apresentam duas direções (Figura 5.11): a primeira é representada por direções sudoeste, cujos portadores são magnetitas com baixas coercividades. A segunda direção é coerente com as isoladas para a Suíte Arinos (noroeste/sudeste com inclinações negativas/positivas) e tem como portador magnético a hematita, com altas coercividades. Uma possibilidade é a de que a magnetita, durante a deposição dos sedimentos, deu origem à magnetização primária das rochas sedimentares da Formação Dardanelos e a hematita originou-se durante a colocação das soleiras Arinos. Uma investigação futura mais detalhada acerca da mineralogia magnética destas rochas poderá trazer informações importantes quanto à origem destes minerais. Embora os argumentos levantados aqui apoiem uma origem primária da magnetização encontrada para a Suíte Arinos, este critério deve ser rejeitado até que novas evidências comprovem efetivamente sua origem primária.

(R5) O controle estrutural da área estudada se baseia nos trabalhos de Albuquerque & Oliveira (2007), Mariano et al. (2018), Rocha (2019) e Souza & Abreu-Filho (2007). Segundo

os autores, a área estudada é uma região estável, sobre um embasamento cristalino mais antigo (1762–1740 Ma), que já estava unido ao Cráton Amazônico durante a intrusão dos diabásios da Suíte Arinos. A avaliação estrutural realizada por Rocha (2019) também foi útil para a correção tectônica da área afetada pela falha de basculamento, onde foi tomado o cuidado para identificar os planos de estratificação de arenitos do mesmo pacote.

(R6) Foi observada a presença de sítios com direções SE positivas ($D_m = 139,6^\circ$; $I_m = 24,6^\circ$; $N = 14$; $\alpha_{95} = 7,6^\circ$; $k = 28,6$) e NW negativas ($D_m = 330,5^\circ$; $I_m = -34,6^\circ$; $N = 10$; $\alpha_{95} = 11^\circ$; $k = 20,3$). Segundo o teste de aleatoriedade de Watson (1956, 1983), o V_{watson} das direções é 1,0000 para um $V_{\text{crítico}}$ de 3,2093. Isto implica que a hipótese nula de que as duas direções são iguais não pôde ser rejeitada dentro do nível de 5% de significância. A presença de reversões indica, também, que um tempo suficientemente longo ocorreu para que a variação paleossecular do campo geomagnético seja eliminada na média das direções, como sugere também o teste positivo de Deenen et al. (2011) para a variação secular (vide critério R2).

(R7) O polo ARI não coincide com polos mais recentes obtidos para o Cráton Amazônico.

6.3. CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE E DISTRIBUIÇÃO DOS PGM'S

D'Agrella-Filho et al. (2021, 2022) apresentam uma compilação dos dados paleomagnéticos disponíveis para o Cráton Amazônico entre 2750 e 530 Ma. Somente 44 polos existem para este grande intervalo de tempo, sendo que apenas 33% deles têm fator de qualidade $Q \geq 5$ de acordo com Van der Voo (1990).

A Tabela 6.3 apresenta a compilação dos polos paleomagnéticos entre 1440 e 1100 Ma com $Q \geq 5$. Quatro polos com idades de 1440–1415 Ma formam um grupo bem consistente: (1) Intrusivas Indiavaí (D'Agrella-Filho et al., 2012), bem datada em $1415,9 \pm 6,9$ Ma pelo método U–Pb em baddeleyita (Teixeira et al., 2011); (2) Enxame de diques Nova Guarita (Bispo-Santos et al., 2012), com datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (em biotitas) obtidas em quatro diques, as quais apresentaram idades platôs bem definidas, fornecendo a idade média de $1418,5 \pm 3,5$ Ma para este polo paleomagnético. Além disso, um teste de contato cozido positivo foi obtido para um dique desta suíte que corta o granito Paleoproterozoico Matupá; (3) Suíte Intrusiva Salto do Céu (D'Agrella-Filho et al., 2016a), com idade de 1439 ± 4 Ma, obtida através de datação U–

Pb em baddeleyitas separadas de uma soleira desta suíte; (4) Rochas sedimentares da região de Rio Branco (MT) (D'Agrella-Filho et al., 2016a). Estas rochas apresentaram direções de magnetização similares (embora estatisticamente distintas) às das soleiras Salto do Céu, as quais intrudem as rochas sedimentares. D'Agrella-Filho et al. (2016a) interpretam que as soleiras intrudiram uma cobertura sedimentar, cuja consolidação ocorreu pouco tempo antes das intrusões e que, eventualmente, remagnetizaram as rochas sedimentares de alguns locais.

Outro grupo de polos com $Q \geq 5$, apresentam idades entre 1200 e 1100 Ma: (1) Polo obtido para a Formação Nova Floresta (Tohver et al., 2002). Amostras de dois afloramentos de rochas ígneas desta formação foram datadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas. Idades platôs bem definidas de 1203 ± 4 Ma e 1198 ± 3 Ma estabelecem a idade do polo obtido para a Formação Nova Floresta (NF – Tabela 6.1); (2) Polo obtido para a Formação Fortuna (Grupo Agua-peí) (D'Agrella-Filho et al., 2008). Datação U–Pb de zircão em intercrescimento de Xenotima (fosfato de Ítrio – YPO_4 , de origem diagenética) em amostra da Formação Fortuna, forneceu idade de $1149,5 \pm 7,4$ Ma. A magnetização característica isolada para estas amostras tem a hematita como portador magnético, também de origem diagenética (D'Agrella-Filho et al., 2008). Assim, estes autores consideram a idade do polo da Formação Fortuna como sendo de cerca de 1150 Ma; (3) Polo obtido para soleiras da Suíte Intrusiva Huanchaca (Bispo-Santos et al., 2023). Datação U–Pb em baddeleyitas de uma amostra desta suíte forneceu a idade de 1112 ± 2 Ma, a qual foi interpretada como sendo a época de cristalização da rocha datada (Teixeira et al., 2015).

Com base nestes polos, a Figura 6.1 apresenta uma possível curva de deriva polar aparente (CDPA) para o Cráton Amazônico para o intervalo entre 1440 Ma e 1100 Ma. O intervalo entre os polos de 1440 Ma e 1200 Ma aparece com um ponto de interrogação, já que ele equivale a mais de 200 Ma, sendo assim, necessário obter novos polos para este intervalo de tempo para melhor defini-lo. Na Figura 6.1 foram também plotados, o polo obtido para a Suíte Intrusiva Arinos (ARI) e os PGVs que deram origem a este polo. O polo ARI cai entre os polos de 1150 Ma (polo FF – Formação Fortuna) e 1100 Ma (polo HU – Suíte Intrusiva Huanchaca), sugerindo que a idade do polo ARI esteja neste intervalo de idades. Nota-se ainda que a idade de 1140 ± 10 Ma inferida através das datações K–Ar para a Suíte Arinos é compatível com a posição do polo na CDPA traçada para o Cráton Amazônico (Figura 6.1).

Tabela 6.3 – Polos paleomagnéticos para o Cráton Amazônico selecionados para idades entre 1440 e 1100 Ma.

Unidade geológica	Código	Idade (Ma)	PLat (°N)	PLon (°E)	A ₉₅ (°)	Ref.
Rochas Sedimentares Rio Branco	A1	> 1440	-45,5	270,0	6,5	1
Soleiras Salto do Céu	A2	1440	-56,0	278,5	7,9	1
Diques Nova Guarita	A3	1420	-47,9	245,9	7,0	2
Intrusivas Indaivaí	A4	1420	-57,0	249,7	8,6	3
Formação Nova Floresta	NF	1200	-24,6	344,6	6,2	4
Formação Fortuna	FF	1150	-59,8	335,9	9,5	5
Suíte Intrusiva Arinos	ARI	1140	-54,9	17,8	5,9	6
Suíte Intrusiva Huanchaca	HU	1100	-30,1	45,7	9,9	7

PLat: latitude do polo; **PLon:** longitude do polo; **A₉₅:** cone de confiança de 95%; **Ref.:** referências.

Referências: (1) D'Agrella-Filho et al. (2016a); (2) Bispo-Santos et al. (2012); (3) D'Agrella-Filho et al. (2012); (4) Tohver et al. (2002); (5) D'Agrella-Filho et al. (2008); (6) Este trabalho; (7) Bispo-Santos et al. (2023).

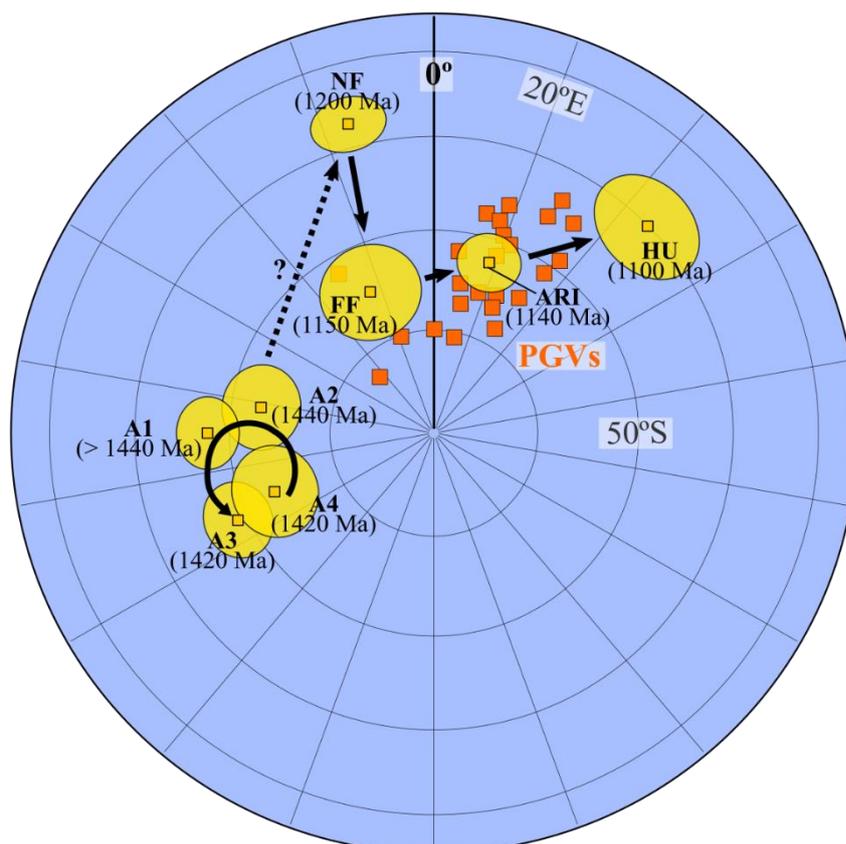


Figura 6.1 – Curva de deriva polar aparente para o Cráton Amazônico traçada para polos entre 1440 e 1100 Ma. Quadrados na cor laranja representam os PGVs da Suíte Intrusiva Arinos, enquanto os polos e seus respectivos círculos de confiança estão representados em amarelo. Latitude e longitude dos polos podem ser consultadas na Tabela 5.4. Nota-se que o alongamento dos PGVs acompanha a direção da CDPA. A1: rochas sedimentares Rio Branco; A2: soleiras Salto do Céu; A3: diques Nova Guarita; A4: intrusivas Indaivaí; NF: Formação Nova Floresta; FF: Formação Fortuna; ARI: Suíte Intrusiva Arinos; HU: Suíte Intrusiva Huanchaca.

Em contrapartida, os PGV's mostraram uma alongação máxima de $E = 3,07779$ na direção $V_{2\ dec} = 259,29^\circ$, segundo o modelo de Tauxe (1998), e esta alongação é quase paralela à direção da CDPA entre os polos FF e HU. A alongação esperada para a paleolatidade do sítio é $E = 2,88 - 0,0087 \cdot I_m - 0,0005 \cdot I_m^2 = \mathbf{2,21472}$, onde I_m é a inclinação magnética da direção de magnetização que originou o polo ARI (Tauxe & Kent, 2004). Isto implica que os PGV's estão mais alongados do que o esperado no modelo dipolar de TK03.GAD (Tauxe & Kent, 2004). Em decorrência disso, podemos levantar três hipóteses que podem explicar este tipo de comportamento:

- i. Existem ao menos duas componentes da magnetização que foram adquiridas entre 1150 e 1100 Ma, e que elas se sobrepõem;
- ii. Presença do efeito de *inclination shallowing* nos arenitos da Formação Dardanelos, que foram adicionados na análise da média dos sítios;
- iii. O campo magnético terrestre neste período não obedece ao modelo DGA e, portanto, a equação de alongação descrita por Tauxe & Kent (2004) não é compatível com o modelo TK03.GAD.

As direções médias da magnetização adquiridas pelos arenitos neste trabalho não passaram pela correção de *inclination shallowing*, pois a direção de alongação dos PGVs ($V_{2\ dec} = 259,29^\circ$) não é perpendicular à direção média dos sítios ($D_m = 143,9^\circ$) (Tauxe & Kodama, 2009). Esta mesma análise foi utilizada por Tauxe & Kent (2004) para corrigir os dados de formações ferríferas bandadas (*redbeds*) do Oligo-Mioceno. Por consequência, a hipótese (ii) é pouco provável que seja verdadeira.

Tauxe & Kodama (2009) aplicaram o modelo TK03.GAD para estudar o comportamento do campo magnético de ~1100 Ma, onde obtiveram dados de desmagnetização em rochas pertencentes aos vulcões da costa norte de Keeweenawan. Os autores concluíram que a presença de uma componente não-dipolar do campo para este período é pouco provável, levando em consideração que apenas as direções primárias são coerentes com o que o modelo TK03.GAD prevê. Em contrapartida, os autores observaram que dentro dos dados direcionais, são observadas 3 componentes, sendo elas associadas à magnetita, à hematita e uma componente “mista”. Apesar de serem muito próximas, a separação destas componentes permitiu aos autores averiguar que apenas as componentes associadas às magnetitas (componentes primárias) tiveram uma alongação coerente com o modelo de Tauxe & Kent (2004), sendo que a componente associada à hematita e à “mista” foram adquiridas posteriormente e que, portanto, são componentes secundárias da magnetização.

Ao comparar os resultados deste trabalho com a análise realizada por Tauxe & Kodama (2009), podemos afirmar que a hipótese (iii) é pouco provável de ser verdadeira, uma vez que os autores mostraram que as componentes primárias seguem o modelo de campo dipolar e não se ajustam bem ao introduzir componentes octopolares do campo para a idade de ~ 1100 Ma. Com isto em mente, resta apenas a hipótese (i) de que existe mais de uma componente presente, sendo que elas possuem idades diferentes, e que elas não foram devidamente separadas. E de fato, podemos mostrar pelos modelos de espectro do gradiente da MRI (Egli, 2003) que existem pelo menos duas componentes de coercividades distintas que se sobrepõem:

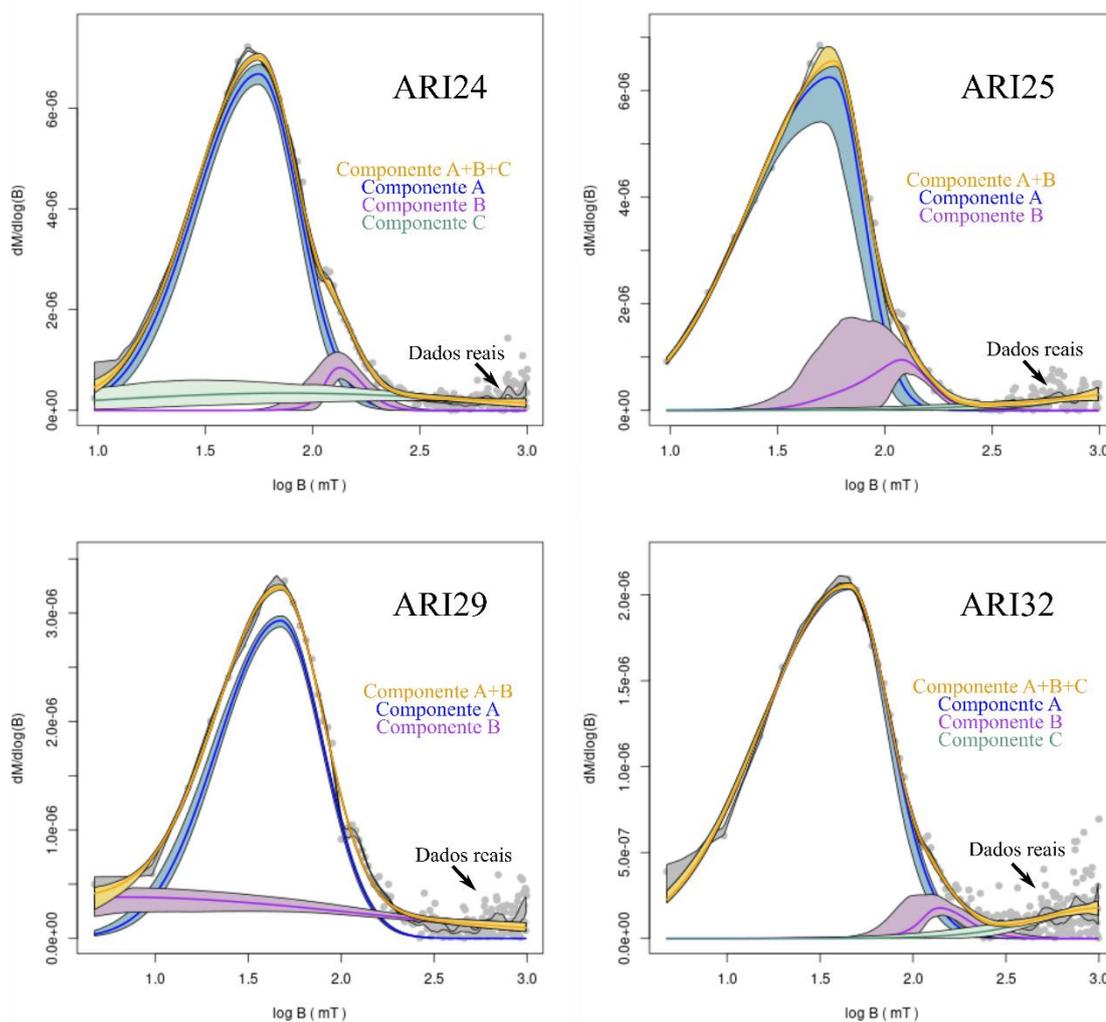


Figura 6.2 – Análise espectral do gradiente da MRI (Egli, 2003) para 4 sítios de diabásio da Suíte Intrusiva Arinos, onde são observadas ao menos 2 componentes para um bom ajuste. As coercividades aparentes das componentes se encontram na Tabela 6.4. As faixas pintadas representam a análise do erro dos modelos ajustados.

Tabela 6.4 – Parâmetros ajustados para as componentes da análise do espectro da MRI da Figura 6.2. Método de Egli (2003).

Sítio	Componente A		Componente B		Componente C	
	Bh (mT)	P.D.	Bh (mT)	P.D.	Bh (mT)	P.D.
ARI24	45,66	1,76	142,86	1,24	84,08	7,16
ARI25	35,91	1,91	112,03	1,38	2247,59	2,97
ARI29	38,60	1,93	15,61	13,05	-	-
ARI32	28,94	2,26	152,27	1,35	1075,79	2,36

Bh: coercividade aparente; P.D.: parâmetro de dispersão.

6.4. RECONSTRUÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

Configurações paleogeográficas para períodos que envolvem a formação do Columbia, sua ruptura e posterior formação do Rodínia ainda são temas de bastante debate (D’Agrella-Filho et al., 2022). A margem noroeste do Cráton Amazônico é marcada por orógenos acrescionários, que fazem parte do Ciclo Sunsás (1250–1000 Ma) (Cordani & Teixeira, 2007). Segundo Tohver et al. (2002), o cinturão Greenvilliano Llano (costa do Texas) na Laurentia estaria justaposto a margem oeste do Cráton Amazônico, ao longo do cinturão Sunsás, de mesma idade. Este modelo tem como base o polo paleomagnético da Formação Nova Floresta de 1200 Ma, determinada por estes autores, quando comparado com polos da Laurentia de mesma idade. Posteriormente, com base em evidências geológicas, isotópicas e paleomagnéticas, Tohver et al. (2004) propuseram um modelo em que o Cráton Amazônico teria se chocado obliquamente à Laurentia em 1200 Ma e, depois, teria realizado um movimento transcorrente sinistral em relação à margem do orógeno Greenville na Laurentia, até configurarem parte do núcleo do Rodínia em ≈ 1000 Ma. Este modelo foi corroborado pelo polo da Formação Fortuna de D’Agrella-Filho et al. (2008).

Entretanto, recentemente Bispo-Santos et al. (2023) constataram que o modelo proposto por Tohver et al. (2004) não tem apoio do polo paleomagnético obtido para a Suíte Intrusiva Huanchaca (≈ 1100 Ma). No entanto, este polo reforça a configuração paleogeográfica proposta por Choudhary et al. (2019). Nesta configuração, o Cráton Amazônico estaria unido aos crátons Kalahari, Oeste da África, Congo, São Francisco e Índia, formando um mega continente ao qual Choudhary et al. (2019) chamaram de Umkondia. Comparando polos de cerca de 1100 Ma obtidos para vários destes blocos cratônicos, com polos de mesma idade da Laurentia e Báltica, Bispo-Santos et al. (2023) propuseram duas possíveis reconstruções para o Umkondia em relação à Laurentia e à Báltica (Figura 6.3). A primeira considera que o Umkondia fazia

parte do núcleo do Columbia, em que o Cráton Amazônico estaria unido à Báltica, e este unido à Laurentia, tal qual em modelos apresentados para o Columbia (e.g., modelo SAMBA de Johansson, 2009) (Figura 6.3c). O segundo modelo, considera que o Cráton Amazônico (na configuração do Umkondia) já estava separado da Báltica há 1100 Ma atrás (Figura 6.3d). Em ambos os modelos, Bispo-Santos et al. (2023) consideram uma rotação horária do Umkondia e Báltica até a colisão com a Laurentia para formar o Rodínia há cerca de 1000–900 Ma. Modelos similares de rotação horária do Cráton Amazônico e da Báltica têm sido propostos por outros autores (e.g., Antonio et al., 2021; Cawood & Pisarevsky, 2017; Choudhary et al., 2019; Evans, 2013; Johansson, 2009; Johansson et al., 2022; Martin et al., 2020).

Para 1140 Ma, há apenas o polo obtido para os Diques Abitibi (Ernst & Buchan, 1993) da Laurentia, o qual pode ser comparado com o polo da Suíte Arinos (este trabalho). Tendo estes polos como base, duas reconstruções são possíveis para esta época (Figura 6.3a e Figura 6.3b). As posições do Kalahari, do Oeste da África, do Congo, do Cráton São Francisco, da Índia e da Báltica em relação ao Cráton Amazônico seguiram a mesma configuração do trabalho de Bispo-Santos et al. (2023). Os polos de rotação dos blocos são apresentados na Tabela 6.5. Todavia, deve-se levar em conta que Choudhary et al. (2019) propõem que o Umkondia se formou por um movimento transcorrente dextral do bloco formado por Congo, São Francisco, Kalahari e Índia com relação ao bloco formado por Amazônia e Oeste da África. Se este modelo estiver correto, então a posição relativa destes blocos deve ser um pouco distinta há 1140 Ma.

A reconstrução apresentada na Figura 6.3a, chamada aqui de “Configuração A”, considera a Laurentia unida à Báltica, e a Báltica ligada ao Umkondia através do Cráton Amazônico. De fato, Johansson (2014) indica que há uma forte correlação entre as unidades geológicas da mesma idade, presentes na Báltica e no Cráton Amazônico entre 1260 e 900 Ma, inferindo que estes blocos cratônicos podem ter sido parte do mesmo bloco continental até a época da ruptura do Rodínia (Cawood & Pisarevsky, 2017). Já a segunda reconstrução (Figura 6.3b), chamada de “Configuração B”, mostra Umkondia separado da Báltica. O polo de rotação utilizado para levar o Umkondia da Configuração A para B é $68,64^\circ$; $280,58^\circ E$ ($-43,82^\circ$). Neste modelo, os polos ARI (Suíte Intrusiva Arinos) e AD (Diques Abitibi) coincidem no eixo de rotação. Como Bispo-Santos et al. (2023) descrevem em seu trabalho, a “Configuração B” permite que o orógeno Putumayo (Ibañez-Mejia, 2019; Ibañez-Mejia et al., 2011) tenha sido desenvolvido há ≈ 1000 Ma no sudoeste do Cráton Amazônico.

Ambas as configurações A e B são plausíveis para o Cráton Amazônico em relação à Báltica. A Configuração A recebe apoio do modelo proposto por Johansson (2009) e Johansson et al. (2022), os quais admitem uma rotação horária do Cráton Amazônico unido à Báltica

(modelo SAMBA) após 1100 Ma. Entretanto, outros autores admitem que o Cráton Amazônico se separou da Báltica em tempos mais antigos (e.g., Evans, 2013; Martin et al., 2020) e executou um movimento de rotação horária até colidir com a Laurentia há 1000–900 Ma. Neste sentido, a Configuração B é mais coerente com estes modelos. Por outro lado, alguns autores sugerem que o Cráton Amazônico nunca fez parte do Columbia (Pisarevsky et al., 2014) e que durante a formação do Rodínia, ele teve uma colisão frontal com a Laurentia (Cawood & Pisarevsky, 2017).

Tabela 6.5 – Reconstrução paleogeográfica do UMKONDIA com relação à Laurentia e à Báltica em ~1140 Ma na configuração A (modelo SAMBA de Johansson (2009)). Para chegar na configuração B de rotação horária do Umkondia (crátons indicados com um *), foi utilizado o polo 68,64°N; 280,58°E (–43,82°).

CRÁTÓN / Unidade geológica	Código	PLat (°N)	PLon (°E)	A ₉₅ (°)	RLat (°N)	RLon (°E)	Ref.
LAURENTIA — Polo de rotação: 0,0°N; 126,0°E (41,0°)							
Diques Abitibi	AD	48,8	215,5	14,1	89,6	157,1	1
BÁLTICA — Polo de rotação: 29,37°N; 63,74°E (49,59°)							
CRÁTÓN AMAZÔNICO* — Polo de rotação: 64,04°N; 173,14°E (83,61°)							
Suíte Intrusiva Arinos	ARI	54,9	197,8	5,9	74,01	205,31	2
ÍNDIA* — Polo de rotação: 41,94°N; 276,12°E (–109,74°)							
OESTE DA ÁFRICA* — Polo de rotação: 18,11°N; 190,25°E (84,69°)							
CONGO* — Polo de rotação: 18,98°N; 193,96°E (108,64°)							
CRÁTÓN SÃO FRANCISCO* — Polo de rotação: 51,00°N; 172,38°E (106,36°)							
KALAHARI* — Polo de rotação: 19,12°N; 197,12°E (151,51°)							

PLat: Latitude de polo; PLon: Longitude do polo; A₉₅: cone de 95% de confiança; RLat: Latitude do polo rotacionado; RLon: Longitude do polo rotacionado; Ref.: Referências.

(1): Ernst & Buchan (1993); (2) Este trabalho.

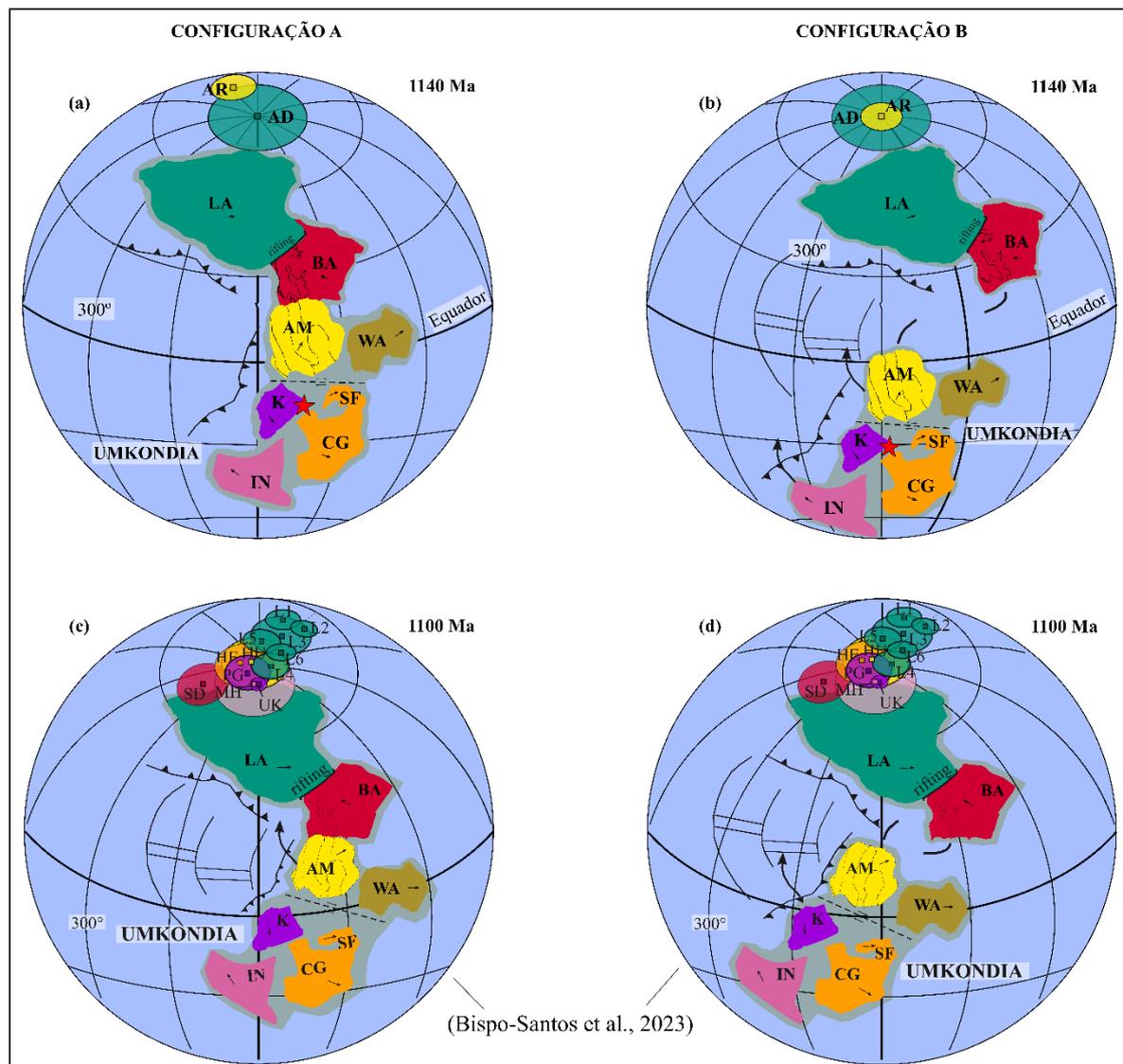


Figura 6.3 – Reconstrução paleogeográfica do Ukkondia (Cawood & Pisarevsky, 2017; Choudhary et al., 2019), Báltica e Laurentia para ~1140 Ma (figuras acima) e para ~1100 Ma (figuras abaixo). Os polos de rotação e símbolos dos polos na reconstrução de 1140 Ma podem ser consultados na Tabela 6.5, enquanto para 1100 Ma eles podem ser consultados no trabalho de Bispo-Santos et al. (2023). A configuração A mostra o Cráton Amazônico ligado à Báltica (modelo SAMBA; Johansson (2009, 2014)), enquanto a configuração B considera o Cráton Amazônico/Oeste da África como sendo blocos separados da Báltica/Laurentia (Cawood & Pisarevsky, 2017; Pisarevsky et al., 2014). LA: Laurentia; BA: Báltica; AM: Amazônia; WA: Oeste da África; K: Kalahari; SF: São Francisco; CG: Congo; IN: Índia. Setas pretas dentro dos blocos cratônicos indicam a direção do norte geográfico referentes às suas posições atuais.

Uma terceira configuração paleogeográfica possível para 1140 Ma tem como base o modelo WABAMGO de Antonio et al. (2021) (Figura 1.4), em que o Cráton Amazônico, a Báltica, o Congo-São Francisco e o Oeste da África teriam participado de um único bloco continental entre 1200 e 800 Ma. Nota-se pela Figura 6.4 que o polo ARI rotacionado para a configuração de WABAMGO estaria próximo ao polo AM2 (Formação Fortuna; D'Agrella-Filho et al., 2008). Portanto, o polo ARI também corrobora o modelo proposto por estes autores. Este modelo implica que o WABAMGO realizaria um movimento de rotação horária, em forma de

“V”, até colidir com a Laurentia (Antonio et al., 2021). Note que, embora os modelos WA-BAMGO e o Umkondia apresentem configurações diferentes, ambos propõem a mesma dinâmica de colisão do Crátón Amazônico com a Laurentia. Todavia, somente com a aquisição de novos polos paleomagnéticos entre 1200 e 1000 Ma para os blocos cratônicos que integram estes mega continentes poderá mostrar qual deles prevalecerá, ou mesmo se novos modelos terão que ser propostos.

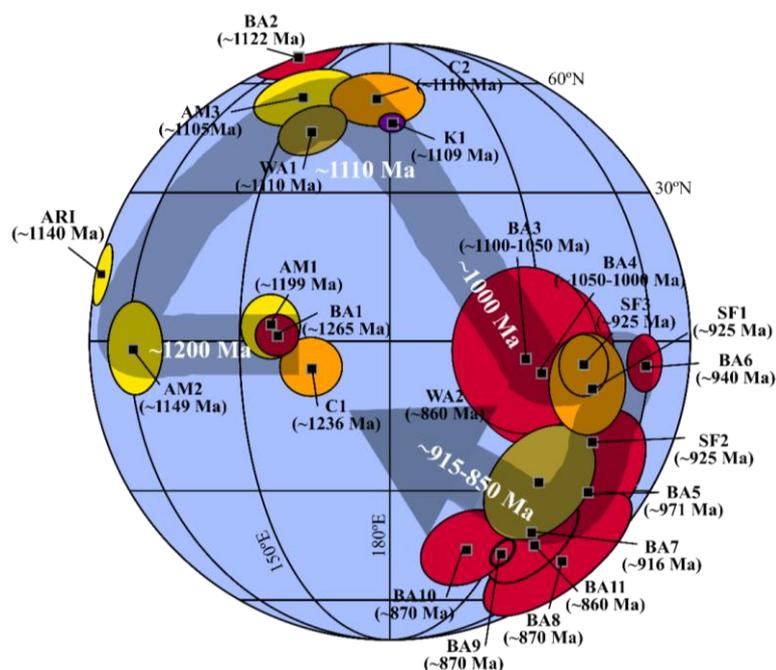


Figura 6.4 – CDPA entre ~1200 e ~850 Ma para a configuração do WABAMGO (West Africa-Baltica-AMazon-ConGO) com relação à Báltica na posição atual (Antonio et al., 2021). Polo da Suíte Intrusiva Arinos (ARI) se encontra próximo ao polo AM2 (Formação Fortuna) de ~1149 Ma. Polos em amarelo representam os polos do Crátón Amazônico; polos em bege representam o Oeste da África, polos em laranja representam o Crátón São Francisco-Congo, polos em vermelho representam a Báltica. Posições dos polos podem ser consultadas no trabalho de Antonio et al. (2021).

7. CONCLUSÕES

São apresentados, neste trabalho, resultados paleomagnéticos e geocronológicos (K–Ar em rocha total) de soleiras da Suíte Intrusiva Arinos e de rochas sedimentares da Formação Dardanelos de idades Mesoproterozoicas.

Desmagnetizações térmicas e por campos alternados permitiram isolar direções sudeste (noroeste) com inclinações positivas (negativas) em amostras de 14 sítios da Suíte Arinos e em 10 sítios da Formação Dardanelos, estas interpretadas como tendo sido adquiridas durante as intrusões das soleiras Arinos. Estudos de mineralogia magnética mostram que os principais portadores magnéticos responsáveis pelas direções de magnetização nas amostras da Suíte Arinos são magnetitas e/ou titanomagnetitas do tipo SD e PSD. Já as direções encontradas para as rochas sedimentares apresentam como portador magnético a hematita, interpretada como sendo de origem secundária, formada durante a intrusão das soleiras Arinos. Deste modo, foram calculadas a direção média $D_m=143,9^\circ$; $I_m=28,8^\circ$ ($\alpha_{95}=6,5$; $k=21,7$) para os 24 sítios e o polo paleomagnético ARI, localizado em $54,9^\circ\text{S}$; $17,8^\circ\text{E}$ ($A_{95}=5,9^\circ$; $K=25,8$), o qual é classificado com critério de confiabilidade $R=5$ (0110111) (Meert et al., 2020).

As amostras de diabásio da Suíte Intrusiva Arinos são quimicamente muito variáveis, o que dificultou a determinação das idades K–Ar. Assumindo uma proporção de 0.71% de K_2O , foi possível determinar uma idade de 1139 ± 78 Ma para essas rochas. Ao refazer os cálculos das idades K–Ar determinadas em trabalhos anteriores, foi possível inferir uma idade média de 1140 ± 10 Ma para as soleiras Arinos. Esta idade se mostrou coerente com a idade inferida para o polo ARI através da curva de deriva polar aparente do Cráton Amazônico entre 1400 e 1000 Ma, onde este polo se situa entre os polos da Formação Fortuna (≈ 1150 Ma) e da Suíte Intrusiva Huanchaca (≈ 1100 Ma).

Supondo a idade de 1140 Ma para o polo ARI, configurações paleogeográficas para o Cráton Amazônico em relação a outros blocos continentais foram testadas. Nesta época, o supercontinente Rodínia ainda não estava formado. Quando comparado com o polo obtido para os Diques Abitibi, de 1140 Ma (Laurentia), duas reconstruções foram propostas para 1140 Ma, tendo como base as paleogeografias apresentadas por Bispo-Santos et al. (2023) para 1100 Ma. A primeira delas se baseia na configuração do mega continente Umkondia (Choudhary et al., 2019) conectado à Báltica através do Cráton Amazônico, tal como no modelo SAMBA (Johansson, 2009). A segunda configuração propõe que o Cráton Amazônico, na configuração do Umkondia, estava separado da Báltica. O polo ARI também é coerente com a reconstrução do mega continente WABAMGO, proposto por Antonio et al. (2021), sendo que este polo cai

próximo à idade de 1140 Ma da curva de deriva polar aparente traçada para este mega continente entre 1200 e 860 Ma.

REFERÊNCIAS¹

- Albuquerque, M. C. de, & Oliveira, C. C. de. (2007). Projeto Noroeste de Mato Grosso -Folha Aripuanã (SC.21-Y-A), Escala 1:250.000. Em *Projeto Noroeste de Mato Grosso. Executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM)*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Aldrich, L. T., & Nier, A. O. (1948). Argon 40 in Potassium Minerals. *Physical Review*, *74*(8), 876–877. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.74.876>
- Antonio, P. Y. J., Baratoux, L., Trindade, R. I. F., Rouse, S., Ayite, A., Lana, C., Macouin, M., Adu, E. W. K., Sanchez, C., Silva, M. A. L., Firmin, A. S., Martínez Dopico, C. I., Proietti, A., Amponsah, P. O., & Sakyi, P. A. (2021). West Africa in Rodinia: High quality paleomagnetic pole from the ~ 860 Ma Manso dyke swarm (Ghana). *Gondwana Research*, *94*, 28–43. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2021.02.010>
- Aspler, L. B., & Chiarenzelli, J. R. (1998). Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geology*, *120*(1–4), 75–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00028-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00028-1)
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite, W. B., & Payolla, B. L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil — I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, *95*(1–2), 41–67. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00126-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00126-0)
- Bilardello, D., & Egli, R. (2020). Practical Magnetism V: another FORC in the road? Understanding, measuring, and interpreting FORC diagrams, part A. *The IRM Quarterly*, *30*, 1–22.
- Bilardello, D., & Egli, R. (2021). Practical Magnetism V: another FORC in the road? Understanding, measuring, and interpreting FORC diagrams, part B. *The IRM Quarterly*, *31*, 1–18.
- Bispo-Santos, F., D’Agrella-Filho, M. S., de Almeida, R. P., Ruiz, A. S., Patroni, O. A. L., & Silva, J. M. (2023). Paleomagnetic study of the 1112 Ma Huanchaca mafic sills (SW Amazonian Craton, Brazil) and the paleogeographic implications for Rodinia supercontinent. *Precambrian Research*, *388*, 107013. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2023.107013>
- Bispo-Santos, F., D’Agrella-Filho, M. S., Pesonen, L. J., Salminen, J. M., Reis, N. J., & Silva, J. M. (2020). The long life of SAMBA connection in Columbia: A paleomagnetic study of the 1535 Ma Mucajaí Complex, northern Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, *80*, 285–302. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2019.09.016>
- Bispo-Santos, F., D’Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F., Elming, S.-Å., Janikian, L., Vasconcelos, P. M., Perillo, B. M., Pacca, I. I. G., da Silva, J. A., & Barros, M. A. S. (2012). Tectonic implications of the 1419Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole

¹ De acordo com o estilo APA (*American Psychological Association*) 7th edition.

- (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, 196–197, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.10.022>
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F., Janikian, L., & Reis, N. J. (2014). Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (northern Amazonian Craton). *Precambrian Research*, 244(1), 139–155. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2013.11.002>
- Bleeker, W. (2003). The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*, 71(2–4), 99–134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.07.003>
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Blackwell Scientific Publications Boston.
- Cassignol, C., Cornette, Y., David, B., & Guillot, P. (1978). *Technologie Potassium-Argon*.
- Cassignol, C., & Guillot, P. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. Em G. Odin (Org.), *Numerical dating in stratigraphy* (p. 159–179). J. Wiley.
- Cawood, P. A., & Pisarevsky, S. A. (2017). Laurentia-Baltica-Amazonia relations during Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 292, 386–397. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.031>
- Chadima, M., & Hroudá, F. (2007). Remasoft 3.0: A user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20–21.
- Choudhary, B. R., Ernst, R. E., Xu, Y.-G., Evans, D. A. D., de Kock, M. O., Meert, J. G., Ruiz, A. S., & Lima, G. A. (2019). Geochemical characterization of a reconstructed 1110 Ma Large Igneous Province. *Precambrian Research*, 332, 105382. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105382>
- Cordani, U. G., & Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200*, 297–320. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14))
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., & Trindade, R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15(3–4), 396–407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>
- D'Agrella-Filho, M. S., Antonio, P. Y. J., Trindade, R. I. F., Teixeira, W., & Bispo-Santos, F. (2021). The Precambrian drift history and paleogeography of Amazonia. *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth*, 207–241. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00010-2>
- D'Agrella-Filho, M. S., Bispo-Santos, F., Trindade, R. I. F., & Antonio, P. Y. J. (2016). Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2), 275–299. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160055>
- D'Agrella-Filho, M. S., Rapalini, A. E., & Trindade, R. I. F. (2022). Paleomagnetism of the Main South American Precambrian Cratons. *Brazilian Journal of Geophysics*, 40(6). <https://doi.org/10.22564/brjg.v40i6.2204>

- D'Agrella-Filho, M. S., Tohver, E., Santos, J. O. S., Elming, S.-Å., Trindade, R. I. F., Pacca, I. I. G., & Geraldés, M. C. (2008). Direct dating of paleomagnetic results from Precambrian sediments in the Amazon craton: Evidence for Grenvillian emplacement of exotic crust in SE Appalachians of North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2), 188–199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.030>
- D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F., Elming, S.-Å., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldés, M. C., Pacca, I. I. G., Barros, M. A. S., & Ruiz, A. S. (2012). The 1420Ma Indivaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, 22(3–4), 956–973. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.022>
- D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F., Queiroz, M. V. B., Meira, V. T., Janikian, L., Ruiz, A. S., & Bispo-Santos, F. (2016). Reassessment of Aguapeí (Salto do Céu) paleomagnetic pole, Amazonian Craton and implications for Proterozoic supercontinents. *Precambrian Research*, 272, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.021>
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260–267.
- de Kock, M. O., Evans, D. A. D., & Beukes, N. J. (2009). Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 174(1–2), 145–154. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2009.07.002>
- Deenen, M. H. L., Langereis, C. G., van Hinsbergen, D. J. J., & Biggin, A. J. (2011). Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, 186(2), 509–520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05050.x>
- Dunlop, D. J. (2002a). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) - 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res. - Sol. Earth*, 107(B3), EPM4.1-EPM4.22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop, D. J. (2002b). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) - 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res. - Sol. Earth*, 107(B3), EPM5.1-EPM5.15. <https://doi.org/10.1029/2001jb000487>
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and frontiers*.
- Dutra, V. M. (2019). *Estudo de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) da Suíte Mesoproterozoica Arinos, Noroeste do Mato Grosso, Cráton Amazônico* [Trabalho de conclusão de curso (bacharelado em Geofísica)]. Universidade de São Paulo.
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2002JB002023>
- Ernst, R. E., & Buchan, K. L. (1993). Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm, southern Superior Province, and implications for the Logan Loop. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(9), 1886–1897. <https://doi.org/10.1139/e93-167>
- Evans, D. A. D. (2013). Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11–12), 1735–1751. <https://doi.org/10.1130/B30950.1>

- Evans, D. A. D., & Mitchell, R. N. (2011). Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, 39(5), 443–446. <https://doi.org/10.1130/G31654.1>
- Evans, M. E., & McElhinny, M. W. (1969). An investigation of the origin of stable remanence in magnetite-bearing igneous rocks. *J. Geomag. Geoelectr.*, 21, 757–773.
- Filho, J. V. L., Souza, J. O., Oliveira, C. C., Ribeiro, P. S. E., Boas, P. F. V., Albuquerque, M. C., Frasca, A. A. S., Borges, F. R., Moreton, L. C., Martins, E. G., Camargo, M. A., Valente, C. R., Pimentel, M. M., & Botelho, N. F. (2001). *Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto PROMIN - Alta Floresta)*.
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Lon. Series-A. Mathematical and Physical Sciences*, 217, 295–305.
- Fowler, C. M. R. (2005). *The solid Earth: an introduction to global geophysics* (2^o ed, Vol. 1). Cambridge University Press.
- Frasca, A. A. S., & Borges, F. R. (2005). *Geologia e recursos minerais da Folha Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A), Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000*. Projeto PROMIN - Alta Floresta. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Frasca, A. A. S., & Lopes, R. da C. (2007). Unidades Estratigráficas. Em J. O. Souza & W. Abreu-Filho (Orgs.), *Projeto Noroeste de Mato Grosso - Folha Tapaiuna, Escala 1:250.000* (p. 19–35). CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., & Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229–248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-072>
- Heslop, D., & Roberts, A. P. (2018). Revisiting the Paleomagnetic Reversal Test: A Bayesian Hypothesis Testing Framework for a Common Mean Direction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 7225–7236. <https://doi.org/10.1029/2018JB016081>
- Ibañez-Mejía, M. (2019). The Putumayo Orogen of Amazonia: A synthesis. Em J. Gómez & D. Mateus-Zabala (Orgs.), *The Geology of Colombia* (Vol. 1, p. 101–131). Publicaciones Geológicas Especiales 35. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.06>
- Ibañez-Mejía, M. (2020). Chapter 6 - The Putumayo Orogen of Amazonia: A Synthesis. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors). Em *The Geology of Colombia, Publicaciones Geológicas Especiales 35* (Vol. 1, p. 101–131). <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.06>
- Ibañez-Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E., & Mora, A. R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1–2), 58–77. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.09.005>
- Johansson, Å. (2009). Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, 175(1–4), 221–234. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2009.09.011>

- Johansson, Å. (2014). From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, 244(1), 226–235. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2013.10.012>
- Johansson, Å., Bingen, B., Huhma, H., Waight, T., Vestergaard, R., Soesoo, A., Skridlaite, G., Krzeminska, E., Shumlyansky, L., Holland, M. E., Holm-Denoma, C., Teixeira, W., Faleiros, F. M., Ribeiro, B. V., Jacobs, J., Wang, C., Thomas, R. J., Macey, P. H., Kirkland, C. L., ... Condie, K. C. (2022). A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia. *Precambrian Research*, 371, 106463. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2021.106463>
- King, R. F. (1955). The Remanent Magnetism of Artificially Deposited Sediments. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 7(3), 115–134. <https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1955.TB06558.X>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699–718.
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists* (1^o ed, Vol. 1). Springer.
- Leite, J. A. D., & Saes, G. S. (2003). Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, 3(1), 113–127. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100009>
- Li, Y. X., & Kodama, K. P. (2016). Detecting and Correcting for Paleomagnetic Inclination Shallowing of Sedimentary Rocks: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00007>
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K., & Vernikovskiy, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Litherland, M. (1986). The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *Overseas Mem. Br. Geol. Surv.*, 9. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573105974377936128.bib?lang=ja>
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (2nd ed). Cambridge University Press.
- Mariano, H. A. C., Agostta, M. M., & Ruiz, A. S. (2018). *Mapeamento geológico em escala 1:100.000 na região de Aripuanã - MT* [Monografia para obtenção do título de Bacharéis em Geologia]. Universidade Federal de Mato Grosso.
- Martin, E. L., Spencer, C. J., Collins, W. J., Thomas, R. J., Macey, P. H., & Roberts, N. M. W. (2020). The core of Rodinia formed by the juxtaposition of opposed retreating and advancing accretionary orogens. *Earth-Science Reviews*, 211, 103413. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103413>

- Massucato-Silva, J. (2021). *Estudo Paleomagnético da Suíte Intrusiva Arinos, Noroeste do Estado do Mato Grosso, Cráton Amazônico* [Trabalho de conclusão de curso (bacharelado em Geofísica)]. Universidade de São Paulo.
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725–729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- Meert, J. G., Pivarunas, A. F., Evans, D. A. D., Pisarevsky, S. A., Pesonen, L. J., Li, Z.-X., Elming, S.-Å., Miller, S. R., Zhang, S., & Salminen, J. M. (2020). The magnificent seven: A proposal for modest revision of the quality index. *Tectonophysics*, 790, 228549. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228549>
- Montigny, R. (1989). The conventional Potassium-Argon method. Em E. Roth & B. Poty (Orgs.), *Nuclear methods of radiometric dating* (Vol. 5, p. 295–324). Kluwer Academic Publ. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1571980074009090944.bib?lang=ja>
- Moorbath, S. (1970). G. B. Dalrymple and M. A. Lanphere. Potassium-Argon Dating. San Francisco (W. H. Freeman and Company), 1969. xiv+258 pp., 98 figs. Price 70s. *Mineralogical Magazine*, 37(291), 859–861. <https://doi.org/10.1180/minmag.1970.037.291.13>
- Neder, R. D., Figueiredo, B. R., Beaudry, C., Collins, C., & Leite, J. A. D. (2000). The Expedito Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2), 222–225.
- Neder, R. D., Figueiredo, B. R., Tassinari, C. C. G., & Leite, J. A. D. (2001, agosto 10). Implicações genéticas de alteração cálcio-silicática do depósito Zn-Pb da Serra do Expedito, Aripuanã-MT. *Workshop “Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art”*, 130–134.
- Oliveira, A. L., Hollanda, M. H. B. M., Siqueira, R., & Macêdo Filho, A. A. (2022). Using a ‘speedy’ unspiked K–Ar methodology to investigate age patterns in giant mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, 518(1), 285–300. <https://doi.org/10.1144/SP518-2020-250>
- O’Reilly, W. (1984). Rock and Mineral Magnetism. Em *Rock and Mineral Magnetism*. Springer US. <https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8468-7>
- Pehrsson, S. J., Eglington, B. M., Evans, D. A. D., Huston, D., & Reddy, S. M. (2016). Metallogeny and its link to orogenic style during the Nuna supercontinent cycle. *Geological Society, London, Special Publications*, 424(1), 83–94. <https://doi.org/10.1144/SP424.5>
- Piper, J. D. A. (2003). Consolidation of Continental Crust in Late Archaean-Early Proterozoic Times: A Palaeomagnetic Test. *Gondwana Research*, 6(3), 435–448. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70997-7](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70997-7)
- Pisarevsky, S. A., Elming, S.-Å., Pesonen, L. J., & Li, Z.-X. (2014). Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. *Precambrian Research*, 244(1), 207–225. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.05.014>
- Reis, N. J., Teixeira, W., D’Agrella-Filho, M. S., Bettencourt, J. S., Ernst, R. E., & Goulart, L. E. A. (2022). Large igneous provinces of the Amazonian Craton and their metallogenic

- potential in Proterozoic times. *Geological Society, London, Special Publications*, 518(1), 493–529. <https://doi.org/10.1144/SP518-2021-7>
- Reis, N. J., Teixeira, W., Hamilton, M. A., Bispo-Santos, F., Almeida, M. E., & D'Agrella-Filho, M. S. (2013). Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, 174, 175–195. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.014>
- Rizzotto, G. J., Quadros, M. L. do E. S., Silva, L. C., Armstrong, R., & Almeida, M. (2002). *O Granito Aripuanã: datação U-Pb (Shrimp) e implicações metalogenéticas*. 469.
- Robertson, D. J., & France, D. E. (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 82(3–4), 223–234. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90074-4)
- Rocha, I. S. (2019). *Geologia e petrografia das soleiras máficas da Suíte Arinos - SW do Cráton Amazônico* [Monografia para obtenção do título de Bacharel em Geologia]. Universidade Federal de Mato Grosso.
- Rodrigues, M. de A. (2018). *Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS em zircões detríticos da Formação Dardanelos - porção central do Gráben do Caiabis: Proveniência e Ambiente Tectônico* [Dissertação de Mestrado]. Universidade Federal do Mato Grosso.
- Rogers, J. J. W., & Santosh, M. (2004). *Continents and supercontinents*. Oxford University Press.
- Sadowski, G. R., & Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76(3–4), 213–227. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00026-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00026-7)
- Saes, G. S., Fragoso-Cesar, A. R. dos S., & Leite, J. A. D. (2002). Litocronoestratigrafia da sedimentação Mesoproterozoica do Sudoeste do Cráton Amazônico. *41º Congresso Brasileiro de Geologia*, 333.
- Salminen, J., Oliveira, E. P., Piispa, E. J., Smirnov, A. V., & Trindade, R. I. F. (2019). Revisiting the paleomagnetism of the Neoproterozoic Uauá mafic dyke swarm, Brazil: Implications for Archean supercratons. *Precambrian Research*, 329, 108–123. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2018.12.001>
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2000a). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2000b). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *International Association for Gondwana Research*, 3(4), 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)

- Schabes, M. E., & Bertram, H. N. (1988). Magnetization processes in ferromagnetic cubes. *Journal of Applied Physics*, 64(3), 1347–1357. <https://doi.org/10.1063/1.341858>
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. M. G. de, Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. N. dos S., Tassinari, C. C. G., & Fernandes, C. A. C. (1980). Folha SC.21 Juruena, escala 1:1.000.000. Em A. do C. Pinto, D. B. dos Santos, G. G. da Silva, M. Rivetti, A. M. Barros, W. Teixeira, & D. de A. Campos (Orgs.), *Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais* (1st ed, Vol. 20, p. 21–94). Departamento Nacional da Produção Mineral.
- Smirnov, A. V., Evans, D. A. D., Ernst, R. E., Söderlund, U., & Li, Z. X. (2013). Trading partners: Tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn. *Precambrian Research*, 224, 11–22. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.09.020>
- Souza, J. O., & Abreu-Filho, W. (2007). *Projeto Noroeste de Mato Grosso - Folha Tapaiuna (SC.21-Y-B), Escala 1:250.000*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B., & Lafon, J. M. (2000). The Amazonian Craton. Em *Tectonic evolution of South America* (p. 41–95).
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174–181.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *42º Congresso Brasileiro de Geologia: Recursos minerais e desenvolvimento socioeconômico*.
- Tassinari, C. C. G., & Teixeira, W. (1978). *Estudo Geocronológico e Estratigráfico das rochas Pré-Cambrianas da Folha SC.21 - Juruena (Relatório Interno)*.
- Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., & Siga Júnior, O. (1978). Considerações crono-estratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 477–490.
- Tauxe, L. (1998). *Paleomagnetic principles and practice. Modern approaches in geophysics* (Vol. 17). Kluwer Academic Publishers.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., & Van der Voo, R. (2018). *Essentials of Paleomagnetism* (5th web edition).
- Tauxe, L., Bertram, H. N., & Seberino, C. (2002). Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modeling of fine particle magnetite. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3(10), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2001GC000241>
- Tauxe, L., & Kent, D. V. (2004). A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: was the Ancient Magnetic Field Dipolar? *Geophysical Monograph Series*, 145, 101–115. <https://doi.org/10.1029/145GM08>
- Tauxe, L., & Kodama, K. P. (2009). Paleosecular variation models for ancient times: Clues from Keweenawan lava flows. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(1–2), 31–45. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.07.006>

- Teixeira, W., Celso, C., Tassinari, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Em *Precambrian Research* (Vol. 42, Número 1989).
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., D'Agrella-Filho, M. S., Santos, J. O. S., Sant'Ana Barros, M. A., Ruiz, A. S., & Corrêa da Costa, P. C. (2011). Mesoproterozoic juvenile mafic–ultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U–Pb geochronology and Nd–Sr constraints of the Figueira Branca Suite. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 309–323. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.011>
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., & Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 47–60. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.007>
- Teixeira, W., Hamilton, M. A., Lima, G. A., Ruiz, A. S., Matos, R., & Ernst, R. E. (2015). Precise ID-TIMS U–Pb baddeleyite ages (1110–1112Ma) for the Rincón del Tigre–Huanchaca large igneous province (LIP) of the Amazonian Craton: Implications for the Rodinia supercontinent. *Precambrian Research*, 265, 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.07.006>
- Teixeira, W., Reis, N. J., Bettencourt, J. S., Klein, E. L., & Oliveira, D. C. (2019). *Intraplate Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal Tectonics and Global Barcode Matches* (p. 111–154). https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_4
- Tohver, E., Bettencourt, J. S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W. B., & Payolla, B. L. (2004). Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1–2), 161–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.029>
- Tohver, E., Van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G., & Scandolaro, J. E. (2002). Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1–2), 185–200. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00561-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00561-7)
- Van der Voo, R. (1990). The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1–9.
- Watson, G. S. (1956). A TEST FOR RANDOMNESS OF DIRECTIONS. *Geophysical Journal International*, 7, 160–161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1956.tb05561.x>
- Watson, G. S. (1983). Large sample theory of the Langevin distribution. *Journal of Statistical Planning and Inference*, 8(3), 245–256. [https://doi.org/10.1016/0378-3758\(83\)90043-5](https://doi.org/10.1016/0378-3758(83)90043-5)
- Zijderveld, J. D. A. (1967). A. C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. Em D. W. Collinson, K. M. Creer, & S. K. Runcorn (Orgs.), *Methods in Paleomagnetism* (Vol. 3, p. 254–286). <https://doi.org/10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5>