



Estudo paleomagnético e de anisotropias de suscetibilidade magnética de rochas ácidas da Formação Novo Horizonte

Pinto, J.P.R., IAG-USP; D'Agrella-Filho, M.S., IAG-USP; Zincone, S.A., UFOP; Trindade, R.I.F., IAG-USP

Copyright 2022, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no IX Simpósio Brasileiro de Geofísica, Curitiba, 04 a 06 de outubro de 2022. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do IX SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

O Cráton São Francisco possui poucos polos paleomagnéticos do período Paleoproterozóico. Este trabalho teve como objetivo obter um polo paleomagnético para esta época, a partir de rochas ácidas da Formação Novo Horizonte (1750Ma), relacionadas ao rifteamento inicial da Serra do Espinhaço. Foram coletados 61 blocos orientados de 16 sítios próximos à cidade de Novo Horizonte. O estudo da anisotropia de suscetibilidade magnética permitiu estabelecer duas tramas magnéticas distintas nestas amostras: uma caracterizada por lineação magnética de direção E-W e baixas inclinações e outra, com lineação magnética N-S. Foi interpretado que estas duas tramas magnéticas estão relacionadas, respectivamente, a processos tectônicos distensivos e compressivos que afetaram o aulacógeno Paramirim. Os resultados de mineralogia magnética indicam a presença majoritária de amostras contendo magnetita como principal mineral magnético. Em alguns sítios, entretanto, foram observadas amostras em que o principal mineral magnético é a hematita. O estudo paleomagnético revelou, através dos tratamentos térmico e por campos magnéticos alternados, três componentes de magnetização distintas adquiridas pelas rochas. Estas componentes foram são: NH1 ($Dm=88,6^\circ$, $Im=74,3^\circ$, $k=19,1$, $\alpha_{95}=15,7^\circ$), NH2 ($Dm=53,9^\circ$, $Im=4,2^\circ$, $k=14,9$, $\alpha_{95}=12,9^\circ$) e NH3 ($Dm=316,4^\circ$, $Im=5,2^\circ$, $k=6,12$, $\alpha_{95}=29,5^\circ$), as quais forneceram os respectivos polos paleomagnéticos localizados em $-9,4^\circ N$, $345,3^\circ E$ ($A_{95}=26,1^\circ$), $35,0^\circ N$, $34,6^\circ E$ ($A_{95}=11,5^\circ$) e $42,1^\circ N$, $251,2^\circ E$ ($A_{95}=25,0^\circ$). O polo NH2 é semelhante ao polo de 1790 Ma, recentemente obtido para o enxame de diques Pará de Minas, o que sugere que esta componente pode corresponder à magnetização remanente primária da rocha. Já as componentes NH1 e NH3 parecem ser decorrentes de remagnetizações ocorridas durante o evento Brasileiro.

Introdução

A paleogeografia do supercontinente Paleoproterozóico Columbia é alvo de diversos estudos realizados nas últimas décadas (e.g. Evans & Mitchell, 2011, Pisarevsky et al., 2014, D'Agrella-Filho et al., 2020). O período entre 1800 e 1750 Ma é tido por muitos autores como sendo a época de formação deste

supercontinente (Evans & Mitchell, 2011, Zhang et al., 2012). Entretanto, outros autores propõem que a aglutinação total do supercontinente ocorreu somente no final do Paleoproterozóico, há cerca de 1600 Ma (Pisarevsky et al., 2014). Esta discordância se deve, principalmente, à escassez de polos paleomagnéticos de referência para esta época (D'Agrella-Filho & Cordani, 2017). A posição do Cráton do São Francisco em relação a outros blocos continentais para o período Paleo e Mesoproterozóico tem sido muito debatida (e.g. Trindade et al., 2021).

Reconstruções paleogeográficas recentes tentam unir esta unidade cratônica a outros blocos continentais, tais como, o Cráton Norte da China e a Sibéria há 1790 Ma (Cederberg et al., 2016), ou ao continente Báltico, há 1500 Ma (Salminen et al., 2016), com base em dados geológicos e paleomagnéticos/geológicos, respectivamente. Mais recentemente, D'Agrella-Filho et al. (2020) obtiveram um polo paleomagnético para o enxame de diques de Pará de Minas de 1790 Ma. Tendo como base polos paleomagnéticos com idades entre 1790 e 1750 Ma, foi proposta uma reconstrução em que o Cráton Congo-São Francisco é unido ao Cráton Norte da China, ao Cráton Rio de La Plata, ao Norte da Austrália e à Índia.

O alvo deste estudo são as metavulcânicas da Formação Novo Horizonte (Figura 1), pertencente ao Grupo do Rio dos Remédios, representada por dacitos, riolitos, quartzitos pórfiros e feno andesitos. Estas vulcânicas representam o estágio inicial do rifteamento, correspondendo a um magmatismo peraluminoso e alcalino, com importante contribuição crustal, desenvolvido em ambiente anorogênico (Guimarães et al., 2005). As rochas estão associadas a derrames aéreos com pulsos explosivos e cristalização subvulcânica de magmas ácidos. A principal feição geológica da região, o Aulacógeno do Paramirim, é um rift intracontinental de direção NNW/SSE. Este se desenvolveu a partir de riftes superpostos e parcialmente invertidos de idade Paleo e Neoproterozóica.

Idades (U-Pb em zircão) de 1752 ± 4 Ma e 1748 ± 4 Ma (Schobbenhaus et al., 1994 e Babinski et al., 1994, respectivamente), obtidas em metariolito, indicam a época da colocação destas rochas, associadas ao início do rifte Espinhaço (Guimarães et al., 2005). Estas rochas foram deformadas e metamorizadas durante a orogênese Brasileira, como atestam as idades Ar-Ar de 404 ± 3 Ma e 499 ± 2 Ma, obtidas em muscovitas extraídas de metariolitos da Formação Novo Horizonte (Guimarães et al., 2005). Durante o trabalho de campo deu-se preferência a regiões menos afetadas por este evento.

O estudo paleomagnético e de anisotropias de suscetibilidade magnéticas (ASM) das vulcânicas ácidas da formação Novo Horizonte, proposto neste trabalho, visa a obtenção de um polo paleomagnético para o

Cráton do São Francisco para esta idade. Este polo será comparado com polos de idades similares, obtidos para outros blocos continentais que compuseram o Columbia, com o objetivo de testar as várias reconstruções propostas para o Cráton do São Francisco nessa época.

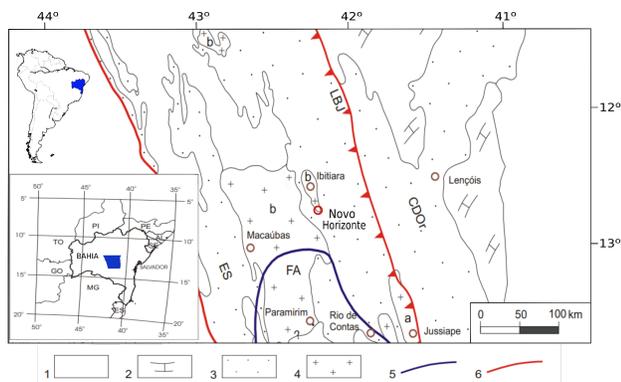


Figura 1 - Esboço geológico da região do Cráton São Francisco próxima à cidade de Novo Horizonte, abrangendo a região da Chapada Diamantina - Espinhaço Setentrional, com indicação do Corredor de Deformação do Paramirim (modificado de Guimarães et al., 2005). 1- cobertura fanerozoica; 2 - Supergrupo São Francisco; 3 - Supergrupo Espinhaço (ES - Espinhaço Setentrional; CDOc - Chapada Diamantina Ocidental; CDOo - Chapada Diamantina Oriental); 4 - Embasamento Pré - Espinhaço (a- Bloco Gavião; b - Bloco do Paramirim); 5 - Limites do Cráton do São Francisco (FA - Faixa Araçuaí); 6 - Limites do Corredor de Deformação do Paramirim (LBJ - Lineamento Barra do Mendes - João Correia);

Métodos

Ao todo foram coletados 61 blocos orientados de rochas da formação Novo Horizonte. Os blocos estão distribuídos em 16 sítios, todos localizados próximos à cidade de Novo Horizonte (Figura 2). Posteriormente, em laboratório, estas amostras foram perfuradas em cilindros de 2,54 cm de diâmetro, utilizando uma perfuradora de bancada. Destes cilindros devidamente orientados são obtidos espécimes com 2,2 cm de altura. Foram obtidos 293 espécimes orientados de tamanho padrão para análise.

As medidas de ASM foram realizadas utilizando um suscetibilímetro KappaBridge modelo MKF1-FA fabricado pela AGICO. Foram realizadas em torno de 15 medidas para cada sítio, as quais são suficientes para uma boa estatística dos dados. A análise dos resultados de ASM foi feita através do software Anisoft5, fornecido pela AGICO.

Os processos de desmagnetização foram feitos no laboratório de paleomagnetismo do IAG que possui isolamento (blindagem magnética) do campo magnético terrestre. As medidas de magnetização das amostras foram feitas nos equipamentos JR6 - Dual Speed Spinner Magnetometer da AGICO e no magnetômetro supercondutor criogênico da 2G Enterprises (sistema Long - Core). Este magnetômetro está acoplado a um

desmagnetizador por campos alternados de eixo fixo. Quando se utilizou o magnetômetro JR-6 para as medidas de magnetização, as desmagnetizações foram feitas no Desmagnetizador LDA-3A da AGICO, capaz de gerar campos alternados de até 100 mT. No procedimento de desmagnetização utilizou-se passos mais detalhados, de 2 a 2,5 mT, para valores abaixo de 20 mT e passos de 5 ou 10 mT para campos maiores até o valor máximo do equipamento.

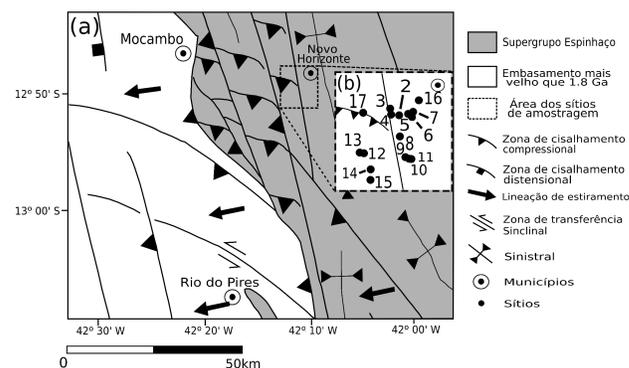


Figura 2 - (a) Mapa geológico/tectônico da região amostrada (Adaptado de Cruz et al., 2007). (b) Localização dos sítios amostrados próximos à cidade de Novo Horizonte.

Para as medidas de desmagnetização térmica foram usados dois aparelhos, o JR-6 da AGICO e o Desmagnetizador Térmico TD48 da ASC Scientific. O desmagnetizador possui um compartimento em que as amostras são aquecidas e que atinge temperaturas de até 700°C. Após estabilização da temperatura por 40 minutos, um sistema de refrigeração a ar resfria as amostras. Todo o sistema apresenta uma blindagem magnética, sendo nulo o campo magnético em seu interior. No processo de desmagnetização térmica as amostras foram aquecidas a passos de 50°C, desde 100°C até 500°C. Para temperaturas superiores, entre 500°C e 700°C, foram utilizados passos de 20°C, por conta da proximidade das temperaturas de Curie da magnetita (578°C) e da hematita (675°C).

A análise das componentes de magnetização foi feita utilizando os programas Remasoft30 e IAPD2014. Direções médias foram efetuadas e a estatística de Fisher foi utilizada para avaliação das médias.

Para as medidas de mineralogia magnética as amostras precisam ser pulverizadas. A aquisição das curvas termomagnéticas é feita através de medidas da suscetibilidade magnética da amostra, em baixo campo, em função da temperatura, variando desde a temperatura do nitrogênio líquido (-196°C) até 700°C. O equipamento utilizado para a realização das medidas foi o KappaBridge KLY-4S conectado a uma unidade de controle de temperatura (CS4), ambos fabricados pela AGICO. Os dados de magnetização remanente isotérmica (MRI) e as curvas de histerese foram obtidos no equipamento "vibrating sample magnetometer" (VSM) da MicroMag™ 3900 Series. O aparelho atinge o campo máximo de 1 Tesla.

Resultados

Anisotropia de Suscetibilidade Magnética

As amostras apresentaram valores inferiores a 1,18 para o grau de anisotropia (P) (Figura 3a), sendo que cerca de 65% delas apresentam $P < 1,10$, valores estes típicos de rochas que foram submetidas a pouca ou nenhuma deformação. Com exceção do sítio 13, onde todas as amostras apresentaram T (parâmetro de forma - Jelinek) menor que zero, isto é elipsoides prolatos, para o restante dos sítios o formato do elipsoide medido é predominantemente oblato ($T > 0$) (Figura 3b).

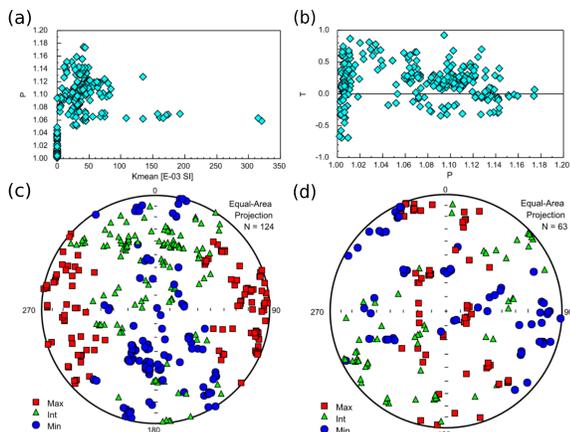


Figura 3 - (a) Grau de anisotropia (P) versus suscetibilidade média (Km); (b) Parâmetro de Jelinek (T) versus grau de anisotropia (P). (c) Resultados de ASM para os sítios 3, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 16 e 17. Nestes dados é possível identificar uma lineação magnética leste-oeste. (d) Resultados de ASM para os sítios 2, 5, 6, 10 e 11. Nestes sítios, a lineação magnética distribui-se ao longo da direção norte-sul. Os símbolos quadrado, triângulo e círculo representam os eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente.

Foram identificados resultados de ASM distintos, associados a dois grupos de sítios. Por exemplo, a Figura 3c mostra os resultados de ASM para os sítios 3, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 16 e 17. Pode-se notar que o eixo de máxima suscetibilidade indica uma lineação predominantemente leste-oeste, com os eixos de suscetibilidade intermediária e mínima distribuídos ao longo do eixo norte-sul. Entretanto, nenhuma correlação dos resultados de ASM com o grau de anisotropia das amostras parece existir, sendo que este comportamento aparece tanto em amostras com valores baixos de P, como para valores mais altos.

Outro padrão que pode ser notado ocorre quando olhamos para os sítios 2, 5, 6, 10 e 11 (Figura 3d). Neste caso, o eixo de máxima suscetibilidade se encontra distribuído ao longo da direção norte-sul, tendo a sua inclinação variando desde valores baixos até quase 90° . Os outros dois eixos de suscetibilidade mostram padrões de distribuição quase ortogonais, um de direção

nordeste-sudoeste (eixo de suscetibilidade intermediária) e outro de direção noroeste-sudeste (eixo de suscetibilidade mínima). Para ambos os eixos há uma concentração maior de inclinações mais baixas. Os sítios 4 e 9 apresentaram resultados de ASM inconsistentes entre amostras do mesmo sítio.

Curvas termomagnéticas

A Figura 4 apresenta as curvas termomagnéticas de aquecimento (vermelho) e resfriamento (azul) obtidas para as amostras NH03 e NH12.

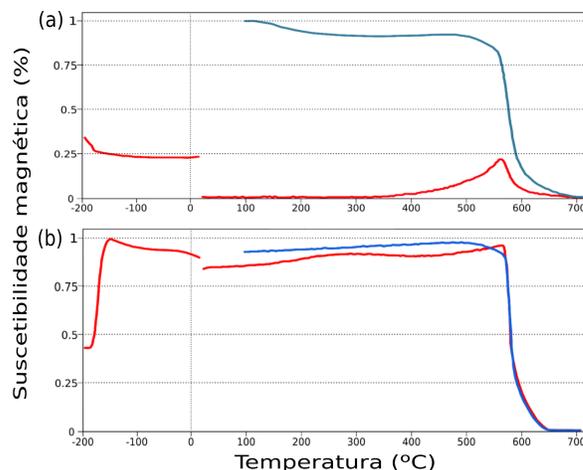


Figura 4 - Curvas termomagnéticas típicas de aquecimento (vermelho) e resfriamento (azul) obtidas para as amostras (a) NH3 (sítio 1) e (b) NH12 (sítio 4).

Na curva de baixas temperaturas da amostra NH03 (Figura 4a), não se observa a transição de Verwey. A altas temperaturas, o baixo valor de suscetibilidade se estende até próximo de 350°C , ponto em que o valor começa a aumentar e atinge seu valor máximo próximo de 570°C , decaindo a seguir. Na curva de resfriamento, a suscetibilidade se mantém acima do valor correspondente ao aquecimento e aumenta numa taxa maior, próximo à 580°C , atingindo um valor quatro vezes maior do que o máximo obtido no aquecimento. O aumento da suscetibilidade próximo de 580°C indica a formação de novos minerais na amostra, podendo ser magnetita.

Na curva da amostra NH12 (Figura 4b) é possível identificar a transição de Verwey a baixas temperaturas, o pico de Hopkinson a altas temperaturas, e temperaturas de Curie próximas de 580°C . Estas características são indicativas de magnetita na estrutura de domínio simples (SD) ou pseudo-domínio simples (PSD) (Dunlop e Özdemir, 1997). Entretanto, a suscetibilidade magnética só se anula em temperaturas acima 600°C , sugerindo a presença, também, de outro mineral na rocha, provavelmente hematita.

MRI e Curvas de Histerese

Na Figura 5a é apresentado um exemplo de amostra com altas coercividades, que não satura até o campo máximo aplicado de um Tesla (amostra NH17). O

comportamento das curvas nestas amostras indica o predomínio de hematita como principal mineral magnético. Na Figura 5b é apresentado um exemplo típico de amostras que contém minerais magnéticos com baixas coercividades, típicos de magnetitas (amostra NH41). Estes gráficos indicam a presença majoritária de magnetita nessas amostras, pois há um aumento rápido da magnetização com o campo aplicado. Muitas delas saturam a magnetização em campos menores que 300 mT. A presença de magnetita é confirmada pelas curvas termomagnéticas obtidas para amostras dos mesmos sítios, pois apresentaram transição de Verwey e temperaturas de Curie em torno de 580°C, propriedades magnéticas características deste mineral.

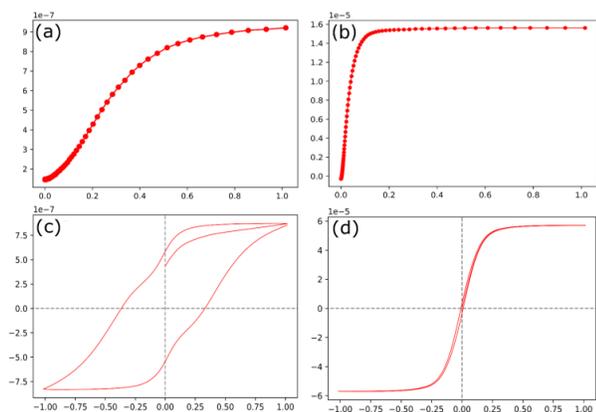


Figura 5 - Curvas de MRI obtidas para as amostras NH17 (sítio 5) (a) e NH41 (sítio 12) (b). Curvas de Histerese obtidas para as amostras NH03 (sítio 1) (c) e NH44 (sítio 13) (d).

A Figura 5c mostra a curva de histerese obtida para a amostra NH3, que é uma curva típica do mineral hematita, com altas coercividades e que não saturam com o campo de um Tesla. Estes resultados reforçam a presença de hematita nas amostras, já indicadas nas curvas de MRI. Um fato interessante, é o pequeno afinamento da curva próximo da origem. Este comportamento, típico de cintura de vespa, sugere a presença de outro mineral em menor proporção, com coercividades mais baixas, provavelmente magnetita.

A curva de histerese da amostra NH44 mostrada na Figura 5d apresenta cintura fina, característica da magnetita. A amostra atinge a magnetização de saturação em campos menores do que 300 mT e apresenta valor de campo coercivo (H_c) consideravelmente menor do que as das amostras que possuem hematita. Com exceção das amostras NH03, NH17, NH18 e NH24, todas as demais apresentaram comportamentos semelhantes ao da amostra NH44.

Componentes de magnetização

As desmagnetizações térmicas e por campos alternados revelaram um comportamento complexo das amostras, onde três componentes de magnetização, bastante estáveis, foram identificados (Figura 6).

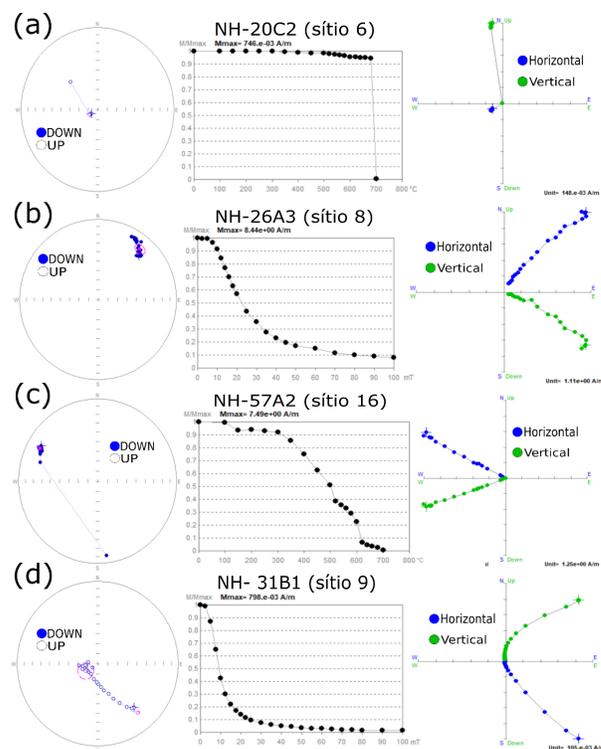


Figura 6 - Exemplos de amostras que apresentaram as componentes NH1, NH2 e NH3. A figura mostra da esquerda para a direita, a projeção estereográfica, a curva de intensidades em função do campo alternado (temperatura) aplicado (a,c) e a projeção de Zijderveld para cada amostra.

A componente NH1 corresponde a direções normais (reversas), com inclinações altas. Esta magnetização é portada tanto por magnetitas com altas coercividades quanto por hematitas (Figuras 6a). Uma segunda componente de magnetização (NH2) corresponde à direção sudoeste (nordeste) com inclinações baixas (Figura 6b). Esta magnetização é normalmente portada pelo mineral magnetita. Uma terceira componente de magnetização (NH3) é representada por direções sudeste (noroeste) com inclinações baixas (Figura 6c). A magnetização remanente natural de algumas amostras representa a soma vetorial de duas destas componentes, como pode ser observado na Figura 6d. Esta apresenta um exemplo em que após a eliminação da componente NH3, com coercividades mais baixas, o tratamento mostrou a existência da componente NH1, associada a coercividades mais altas. O mesmo ocorre com a componente NH2 em algumas amostras, em que o tratamento revelou a componente NH1 com coercividades maiores. Nenhuma amostra revelou a componente NH1 com coercividades menores do que as outras duas componentes.

A amostra NH-20C2 (Figura 6a) mostra uma estabilidade muito alta na direção de magnetização,

provavelmente portada por hematita, sendo que a curva de intensidade da magnetização da amostra mostra uma queda mais significativa próxima à temperatura de Curie da hematita (675°C). A componente NH3 é a componente que aparece com menor frequência nos dados obtidos.

A partir dos resultados das desmagnetizações, foram determinadas as direções médias das três componentes (NH1, NH2 e NH3) para os sítios que as apresentaram. Assim, os PGVs foram calculados para cada sítio e a partir do conjunto de PGVs representando a mesma componente, foi calculado o polo paleomagnético. Foram calculadas direções médias para seis sítios da componente NH1, dez sítios da componente NH2 e seis sítios da componente NH3, as quais forneceram, respectivamente, as seguintes direções médias: Dm= 88,6°, Im= 74,3° (N=6, k=19,1, α_{95} =15,7°), Dm= 53,9°, Im= 4,2° (N=10, k=14,9, α_{95} =12,9°) e Dm= 316,4°, Im= 5,2° (N=6, k=6,12, α_{95} =29,5°) (Figura 7). N é o número de sítios que forneceram a mesma componente.

As médias dos PGVs forneceram os respectivos polos paleomagnéticos: NH1 (-9,4°N, 345,3°E, K=7,52, A_{95} =26,1°), NH2 (35,0°N, 34,6°E, K=18,63, A_{95} =11,5°); NH3 (42,1°N, 251,2°E, K=8,15, A_{95} =25,0°).

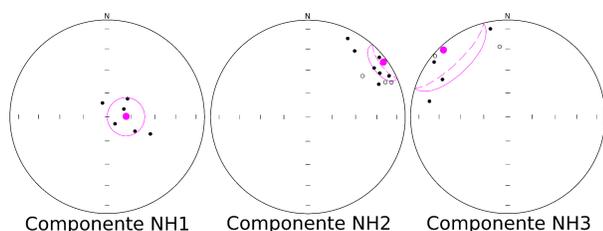


Figura 7 - Direções médias por sítio que apresentaram as componentes NH1, NH2 e NH3. Nas projeções uma das polaridades de cada componente foi invertida para o cálculo da direção média e do polo paleomagnético. As direções médias e respectivos cones de confiança (α_{95}) são mostrados na cor magenta. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas).

Discussão e Conclusões

Os resultados de ASM revelaram dois padrões de tramas magnéticas para as amostras. Um com lineação E-W e baixas inclinações definido pelos sítios 3, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 16 e 17 e outro com o eixo K1 ao longo da direção N-S, definido pelos sítios 2, 5, 6, 10 e 11. Do ponto de vista tectônico, a região em estudo foi interpretada por Cruz et al. (2007) como decorrente de um processo inicial de estiramento crustal que afetou o substrato, composto pelo embasamento e pelas rochas ácidas. Estes autores descrevem lineações de estiramento tectônico de direção aproximadamente E-W. Este processo de estiramento tectônico pode ter produzido a trama magnética observada nos sítios 3, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 16 e 17.

Posteriormente, a região em estudo passou por um processo de inversão que gerou um sistema de falhas e dobras com trend N-NW. Esta inversão causou

um campo de encurtamento geral orientado segundo a direção WSW-ESE (Cruz et al., 2007). As amostras dos sítios 2, 5, 6, 10 e 11, que apresentaram lineação ao longo do eixo N-S podem estar associadas a esta deformação do corredor do Paramirim.

Os resultados de MRI, histerese e de curvas termomagnéticas permitiram a identificação dos minerais magnéticos presentes nas amostras. Eles indicam a presença majoritária de magnetita, como, também, minerais de mais alta coercividade, possivelmente hematita. Estes minerais magnéticos foram identificados nos três métodos empregados e os resultados foram concordantes entre si.

Três polos paleomagnéticos preliminares foram determinados para a Formação Novo Horizonte: NH1 (-9,4°N, 345,3°E, K=7,52, A_{95} =26,1°), NH2 (35,0°N, 34,6°E, K=18,63, A_{95} =11,5°); NH3 (42,1°N, 251,2°E, K=8,15, A_{95} =25,0°), os quais estão associados a três componentes magnéticas distintas identificadas através dos tratamentos de laboratório. Determinar as épocas de aquisição destas componentes de magnetização pelas rochas não é simples. Uma análise petrográfica mais pormenorizada da origem dos minerais magnéticos que as portam poderá trazer mais informações sobre a origem destas componentes. Por outro lado, datações U-Pb em monominerais poderão também trazer novas informações sobre as idades destas componentes.

Sem estes dados adicionais, uma possibilidade de interpretação é comparar os polos magnéticos obtidos para as três componentes com dados paleomagnéticos existentes para o Cráton Congo-São Francisco com idades próximas de 1750 Ma ou mais novas, tendo em vista que estas rochas foram afetadas pelo ciclo Brasileiro.

A comparação do polo NH1 com a curva de deriva polar aparente traçada para o Oeste do Gondwana, entre 570 Ma e 500 Ma (Trindade et al. 2021) (Figura 8), considerando-se a possibilidade de as amostras terem adquirido uma magnetização posterior à sua formação, sugere uma idade de 510 Ma para a aquisição de magnetização que originou este polo.

O polo NH2 assemelha-se ao polo obtido para os diques de Pará de Minas, com idade bem estabelecida em 1790 Ma (D'Agrella-Filho et al., 2020), o que sugere que este polo pode representar a magnetização de formação da rocha, de 1750 Ma. O polo NH3 quando comparado com a curva de deriva polar aparente do paleocontinente Congo-São Francisco entre 800 Ma e 740 Ma (Trindade et al. 2021) sugere uma idade próxima de 790 Ma.

Para a continuação da pesquisa, está previsto o estudo petrográfico das amostras, com o objetivo de identificar a origem dos minerais magnéticos e suas relações com as componentes de magnetização encontradas. Também está em andamento o estudo geocronológico das amostras, que apresentaram diferentes componentes de magnetização.

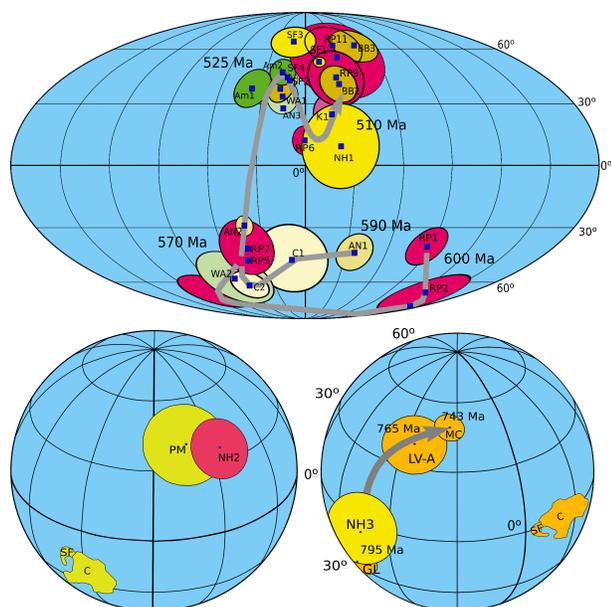


Figura 8 - (a) Curva de deriva polar aparente traçada pelos polos paleomagnéticos do Oeste do Gondwana (adaptada de Trindade et al. 2021). (b) Comparação do polo NH2 com o polo (PM) determinado para os diques Pará de Minas de 1790 Ma (D'Agrella-Filho et al., 2020). (c) Curva de Deriva Polar Aparente para o Cráton Congo-São Francisco entre 795 e 743 Ma (adaptada de Trindade et al. 2021). C- Craton do Congo; SF- Craton do São Francisco. Polos mostrados nas figuras estão descritos em Trindade et al. (2021).

Agradecimentos

Agradecemos o laboratório USP-MAG por possibilitar as medidas de laboratório. Agradecemos   FAPESP (Fundat o de Amparo   Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo financiamento do trabalho de campo (processo n  2016/06114-6). João Pedro Rodriguez Pinto agradece a bolsa de Inicia o Científica concedida pela FAPESP para o desenvolvimento deste projeto (processo 2019/05509-5).

Referências

Babinski, M., Brito-Neves, B.B., Machado, N., Noce, C.M., Ulhein, A. & Van Schumus, W.R., 1994. Problemas na metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: o caso de Grupo Rio do Remédios, Supergrupo Espinhaço, no estado da Bahia. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, v.2, 409-410.

Cederberg, J., S derlund, J., Oliveira, E.P., Ernst, R.E. & Pisarevsky, S.A., 2016. U-Pb baddeleyite dating of the Proterozoic Pará de Minas dyke swarm in the São Francisco craton (Brazil) – implications for tectonic correlation with the Siberian, Congo and North China cratons. GFF 138, 219–240.

Cruz, S. C. P., Dias, V.M. & Alkmim, F. F., 2007. A intera o tect nica embasamento/cobertura em aulacógenos invertidos: um exemplo da Chapada Diamantina Ocidental, Revista Brasileira de Geociências, 37, 111-127.

D'Agrella-Filho, M.S. & Cordani, U.G., 2017. The Paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton. Ch. 16 In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil. Regional Geology reviews. Springer, pp. 305–320.

D'Agrella-Filho, M.S., Teixeira, W., Trindade, R.I.F, Patroni, O.A.L. & Prieto, R.F., 2020. Paleomagnetism of 1.79 Ga Par  de Minas mafic dykes: Testing a São Francisco/Congo-North China-Rio de la Plata connection in Columbia, Precambrian Research 338, 105584.

Dunlop, D.J. &  zdemir, O., 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers, 1a edi o, Cambridge University Press, Cambridge, 595p.

Evans, D.A.D. & Mitchell, R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of paleoproterozoic-mesoproterozoic supercontinent Nuna. Geology 39, 443–446.

Guimarães, J.T., Martins, A.A.M., Andrade, Filho, E.L., Loureiro, H.S.C., Arcanjo, J.B.A., Abram, M.B., Silva, M.G. & Bento, R.V. 2005. Projeto Ibitiara-Rio de Contas. Série Arquivos Abertos; 31, CPRM-Bahia. Salvador.

Pisarevsky, S.A., Elming, S.-A., Pesonen, L.J. & Li, Z.-X., 2014. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. Precambrian Research 244, 207–225.

Salminen, J.M., Evans, D.A.D., Trindade, R.I.F., Oliveira, E.P., Piispa, E.J. & Smirnov, A.V., 2016. Paleogeography of the Congo/São Francisco craton at 1.5 Ga: expanding the core of Nuna supercontinent. Precambrian Research 286, 195–212.

Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A. & Lorck, A 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, 1994 v. 2, p. 397-399.

Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho et al. M.S., Antonio, P.Y.J. & Teixeira, W., 2021. Precambrian Drift History and Paleogeography of Congo-São Francisco craton. In: Pesonen, L.P., Salminen, J., Evans, D.A.D., Elming, S.- ., Veikkolainen, T. (Eds.), Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Elsevier, book, Chapter 14, 455-464.

Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H. & Dong, J., 2012. Pre-Rodinia supercontinent NUNA shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. Earth Planetary Science Letters 353–354, 145–155.