

ESTUDO PALEOMAGNÉTICO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RANCHO DE PRATA

Larissa N. Tamura¹, Manoel S. D'Agrella-Filho^{1*}, Ricardo I. F. Trindade¹, Wilson Teixeira²,
Amarildo S. Ruiz³

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
São Paulo, Brasil.

² Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Brasil.

³ Universidade Federal do Mato Grosso, Mato Grosso, Brasil.

RESUMO

Visando elucidar a geodinâmica do Cráton Amazônico durante o Proterozóico, realizou-se o estudo paleomagnético de um conjunto de diques máficos que afloram na região de Nova Lacerda, sudoeste do Cráton Amazônico. Ao todo foram analisadas amostras de 259 cilindros orientados coletados de 24 sítios dos diques máficos. Diversos destes diques foram datados por isócrona Rb/Sr de referência que indicou idade de 1380 ± 32 Ma. A investigação da mineralogia magnética indica a presença de titanomagnetita pobre em titânio como principal portador magnético presente nestas rochas. Desmagnetizações por campos magnéticos alternados e térmico forneceram direções características reversas e normais consistentes para amostras de 13 sítios, através das quais foi calculada a direção média $D_m = 35.3^\circ$; $I_m = 80.7^\circ$ ($N = 13$, $\alpha_{95} = 9.5^\circ$) e o polo paleomagnético localizado em 310.7° E, 0.5° S ($A_{95} = 16.9^\circ$). Quando comparado com outros polos do Mesoproterozóico, este polo permite definir uma curva de deriva polar aparente para o proto-Cráton Amazônico no período entre 1430 e 1380 Ma.

Palavras chaves: Mesoproterozóico, Cráton Amazônico, Curva de deriva polar aparente.

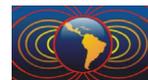
ABSTRACT

A paleomagnetic study of 259 cylindrical cores from 24 sites of mafic dykes from the Nova Lacerda area (Mato Grosso state) was performed trying to elucidate the paleogeography of the Amazonian Craton during Proterozoic. An isochron age of 1380 ± 32 Ma was obtained for these dykes. AF and thermal demagnetization yielded characteristic remanent magnetization (ChRM) directions with steep positive and negative inclinations for samples from 13 sites, which cluster around the mean $D_m = 35.3^\circ$; $I_m = 80.7^\circ$ ($N = 13$, $\alpha_{95} = 9.5^\circ$), and a paleomagnetic pole at 310.7° E, 0.5° S ($A_{95} = 16.9^\circ$) was calculated. Magnetic mineralogy investigation indicates Ti-poor titanomagnetite as the main magnetic carrier of ChRM direction. Comparison with other Mesoproterozoic poles from the Amazonian Craton allows to trace an apparent polar wander path for this cratonic area for the time interval between 1430 and 1380 Ma.

Keywords: Mesoproterozoic, Cráton Amazônico, Curva de deriva polar aparente.

Introdução

O estudo paleomagnético de distintos enxames de diques e sills em áreas cratônicas, associado a datações precisas, é fundamental para estabelecer a paleogeografia dos diversos blocos envolvidos na formação e fragmentação de supercontinentes. O Cráton Amazônico, sendo uma das maiores áreas cratônicas do mundo, teve participação importante na evolução geodinâmica do Proterozóico. Uma quantidade significativa de polos paleomagnéticos de boa qualidade em diferentes gerações de rochas máficas intrusivas no cráton Amazônico tem sido obtida na última década, com implicações relevantes para a evolução geodinâmica durante o Proterozóico em nível continental e global (e.g., Nomade *et al.*, 2001, 2003, Tohver *et al.*, 2002, Trindade *et al.*, 2003, Théveniaut *et al.*, 2006, Bispo-Santos *et al.*, 2008, 2012, D'Agrella-Filho *et al.*, 2008, 2012, Elming *et al.*, 2009, Reis *et al.*, 2013). Apesar deste progresso, as reconstruções paleogeográficas



para o Proterozóico têm sido realizadas com base em polos paleomagnéticos de referência obtidos para os diversos blocos continentais, os quais estão sujeitos às indefinições na paleolongitude, devido à simetria do modelo de campo geocêntrico axial, e na polaridade do campo geomagnético. São raros os blocos continentais para os quais curvas de deriva polar aparente (CDPAs) são definidas para estes períodos de tempo mais antigos. No caso do Cráton Amazônico, a CDPA é limitada a um curto período do tempo, entre 2.15 e 1.97 Ga (Théveniaut *et al.*, 2006). Portanto, novos polos paleomagnéticos são necessários de modo a definir a CDPA para o Cráton Amazônico durante o Proterozóico e para teste dos modelos paleogeográficos propostos com base em correlações geológicas.

Este trabalho apresenta novos dados paleomagnéticos obtidos para o enxame de diques de Nova Lacerda, localizado adjacente à chamada orogênese Rio Alegre (1.51-1.48 Ga) e terreno Jauru (1.79-1.60 Ga), com implicações para a definição da curva de deriva polar aparente do Craton Amazônico durante o Mesoproterozóico.

Aspéctos geológicos e amostragem

De acordo com as sínteses de Tassinari *et al.* (2000) e Delor *et al.* (2003) a evolução do Cráton Amazônico é marcada por uma sucessão de eventos de acreção com maior ou menor envolvimento de crosta juvenil ocorridos desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico (fig. 1a). A porção mais antiga (Arqueana) do Cráton Amazônico é constituída por terrenos granito-greenstone e rochas metamórficas de alto grau aflorantes nos escudos do Guaporé e das Guianas. Estes terrenos arqueanos são separados pelo cinturão Maroni-Itacaiunas, com idades entre 2.25 e 2.05 Ga (Cordani e Teixeira, 2007).

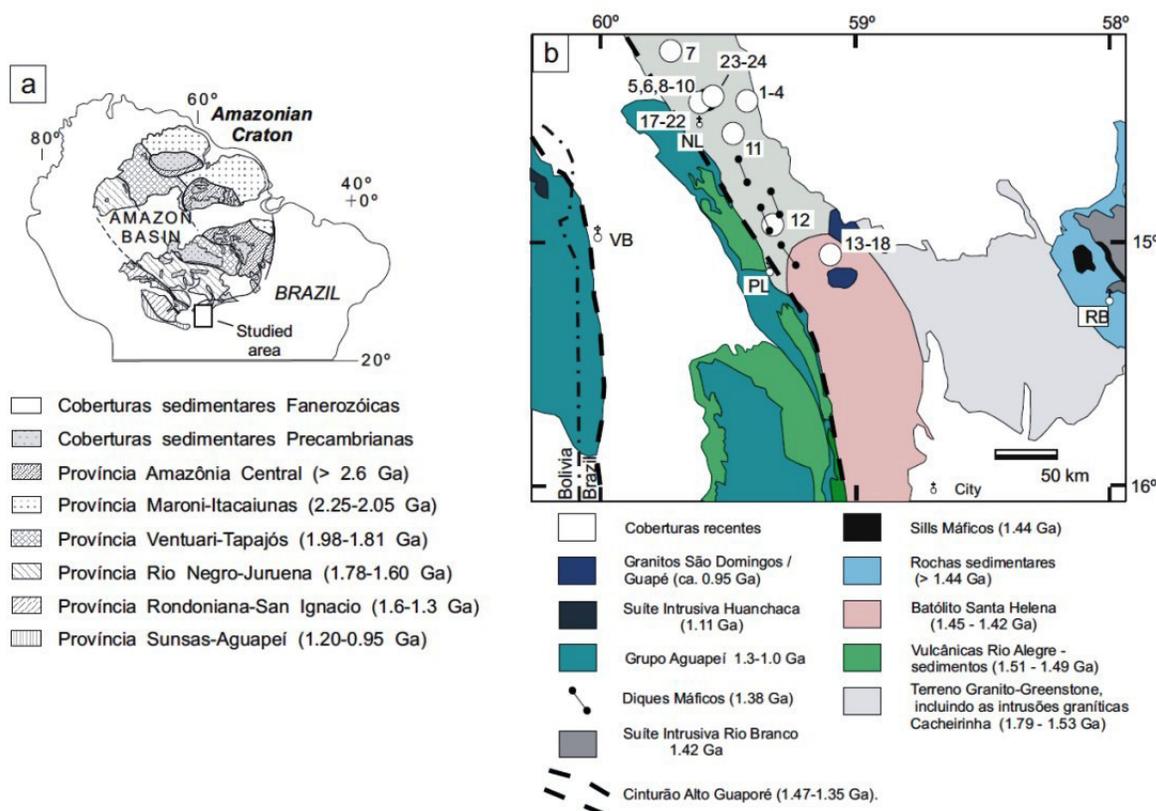
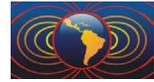


Figura 1. (a) Cráton Amazônico e suas principais províncias tectônicas (adaptado de Cordani e Teixeira, 2007; Bettencourt *et al.*, 2010); (b) Mapa geológico simplificado da área estudada (adaptado de Geraldtes *et al.*, 2001 e Ruiz, 2005), mostrando a localização dos sítios coletados (círculos vazios).



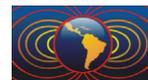
Este conjunto de rochas serviu de anteparo para os cinturões Venturi-Tapajós (1.98-1.81 Ga), Rio Negro-Juruena (1.78-1.60 Ga), Rondoniano-San Ignacio (1.60-1.30 Ga) e Sunsas-Aguapeí (1.20-0.90 Ga) que se desenvolveram de NE para SW, edificando o Craton Amazônico. Em especial, a província Rondoniana-San Ignacio é produto da convergência entre a província Rio Negro-Juruena e o Terreno Paraguá (Bettencourt *et al.*, 2010). A chamada faixa Alto Guaporé (1.47-1.35 Ga) retrata o fechamento progressivo do assoalho oceânico envolvido em função de uma orogenia compressional ao longo da margem sudoeste do proto-Craton Amazônico (Rizzoto e Hartmann, 2012). Em consequência do processo colisional, metamorfismo de alto grau, deformações e fusão parcial foram desenvolvidos sobre a crosta pré-existente (Bettencourt *et al.*, 2010). Posteriormente, o cinturão colisional Sunsas de idade grenviliana instalou-se na extremidade meridional do terreno Paraguá, causando reflexos tectonomagmáticos sobre o antepaís, a exemplo do aulacógeno Aguapeí, bacias tectônicas, Cinturão Nova Brasilândia e intrusivas graníticas (Teixeira *et al.*, 2010)

Recentemente, polos paleomagnéticos determinados para os diques Nova Guarita e a Suíte Intrusiva Indivaí (Províncias Ventuari-Tapajós e Rondoniana-San Ignacio, respectivamente), as quais apresentam idades U-Pb de aproximadamente 1420 Ma, e se localizam em lados opostos do Cinturão Nova Brasilândia, ratificam que este cinturão, muito provavelmente, decorre de reativações tectônicas internas, em decorrência da colisão do Cráton Amazônico com a Laurentia ao longo dos cinturões Sunsás e Grenville, respectivamente (Cordani *et al.*, 2009, D'Agrella-Filho *et al.*, 2012).

Na região de Nova Lacerda (Mato Grosso), aflora um enxame de diques máficos, os quais foram denominados, coletivamente, de enxame de diques Rancho de Prata (Ruiz, 2005) e/ou Nova Lacerda (Corrêa da Costa *et al.*, 2009) (fig. 1b). Adotaremos aqui o primeiro nome, devido a existência do nome Nova Lacerda para um granitóide na região. Os diques máficos apresentam direções de N30°-50°W a NE e cortam rochas metamórficas policíclicas e graníticas do chamado domínio Jauru (1.79 e 1.60 Ga; Ruiz, 2005, Sousa *et al.*, 2006). Localmente alguns diques cortam o pluton granitoide Nova Lacerda (1462 ±12 Ma) da suíte intrusiva Pindaiatuba (*e.g.*, Bettencourt *et al.*, 2010). A idade deste pluton é equivalente a do batólito Santa Helena que aflora mais a leste (Geraldés *et al.*, 2001)

Os diques apresentam espessuras entre 50 cm a 30 m, predominando os diques de 3 metros, e afloram como estruturas maciças. Petrograficamente, os diques são classificados como diabásios com textura sub-ofítica bem preservada (Sousa *et al.*, 2006; Corrêa da Costa *et al.*, 2009). São compostos predominantemente por plagioclásio cálcico e clinopiroxênio. Biotita, apatita, zoizita, zircão e minerais opacos são acessórios comuns. Do ponto de vista tectônico, Sousa *et al.* (2006) interpretaram estes diques como um evento magmático tardio associado ao colapso do orógeno Sunsás-Aguapeí. Entretanto, um estudo isocrônico Rb-Sr compreendendo amostras de varios diques deste enxame indicou uma idade de 1380 ±32 Ma (Corrêa da Costa *et al.*, 2009). Portanto, os diques Rancho de Prata pode estar tectonicamente associado à evolução da Província Rondiana-San Ignacio, mais precisamente à um episódio intraplaca antecedente à fase compressional do cinturão Alto Guaporé, cujo ápice ocorreu entre 1.35-1.32 Ga (Bettencourt *et al.*, 2010).

Os diques Rancho de Prata afloram geralmente ao longo de rios ou em fazendas da região de Nova Lacerda (fig. 1b). Nas fazendas, os afloramentos são normalmente expostos como blocos sendo difícil estabelecer se estão 'in situ' ou não. Para o trabalho paleomagnético, foram coletados 242 cilindros orientados de 2.5 cm de diâmetro e três blocos de mão orientados de 24 sítios. Em um dos sítios amostrados, um dique máfico de ~2 m de largura cortava rochas graníticas do pluton Nova Lacerda. Neste sítio, foram coletadas 8 amostras do dique e 16 amostras do granito de ambos os lados do contato, até a distância máxima de 2.80 m, para a realização de um teste de contato cozido. Uma perfuratriz portátil foi utilizada para a coleta dos cilindros, os quais foram orientados através de bússolas solar e magnética. Em alguns casos, os valores obtidos pelas duas bússolas foram distintos, em decorrência da intensidade de magnetização alta da rocha, a qual interfere na medida da bússola magnética. Nestes casos, deu-se preferência para a medida efetuada com a bússola solar para fazer a correção de campo.



Resultados e análises

Foram feitas desmagnetizações de 226 amostras pertencentes aos 24 sítios amostrados. Porém, somente 13 sítios apresentaram direções coerentes. Os demais sítios não apresentaram coerência nas direções de magnetização isoladas durante o tratamento, muito provavelmente, em decorrência de movimentos dos blocos de rocha amostrados. Assim, estes sítios foram desprezados da determinação de direções médias e cálculo do polo paleomagnético.

A Figura 2 mostra exemplos de desmagnetização por campos alternados (AF) em que foram isoladas direções com inclinações positivas e negativas altas. As curvas de intensidades mostram que a magnetização característica tem como portadores, minerais magnéticos com coercividades acima de 30 mT. A desmagnetização térmica foi efetuada para uma amostra de cada sítio estudado. De modo geral, este tratamento não foi eficiente para separar as componentes de magnetização presentes nas amostras. Entretanto, pode-se verificar o espectro de temperaturas de bloqueio associadas aos grãos magnéticos. A Figura 3 mostra curvas de intensidades normalizadas obtidas para amostras representativas. Os gráficos mostram um espectro distribuído de temperaturas de bloqueio, sendo que para a maioria das amostras, cerca de 40% da magnetização remanente natural apresenta temperaturas de bloqueio entre 550° C e 600° C. Pode-se notar ainda que a magnetização remanente das amostras foi completamente eliminada em temperaturas de 600° C, indicando a presença de titanomagnetitas pobre em titânio nestas amostras.

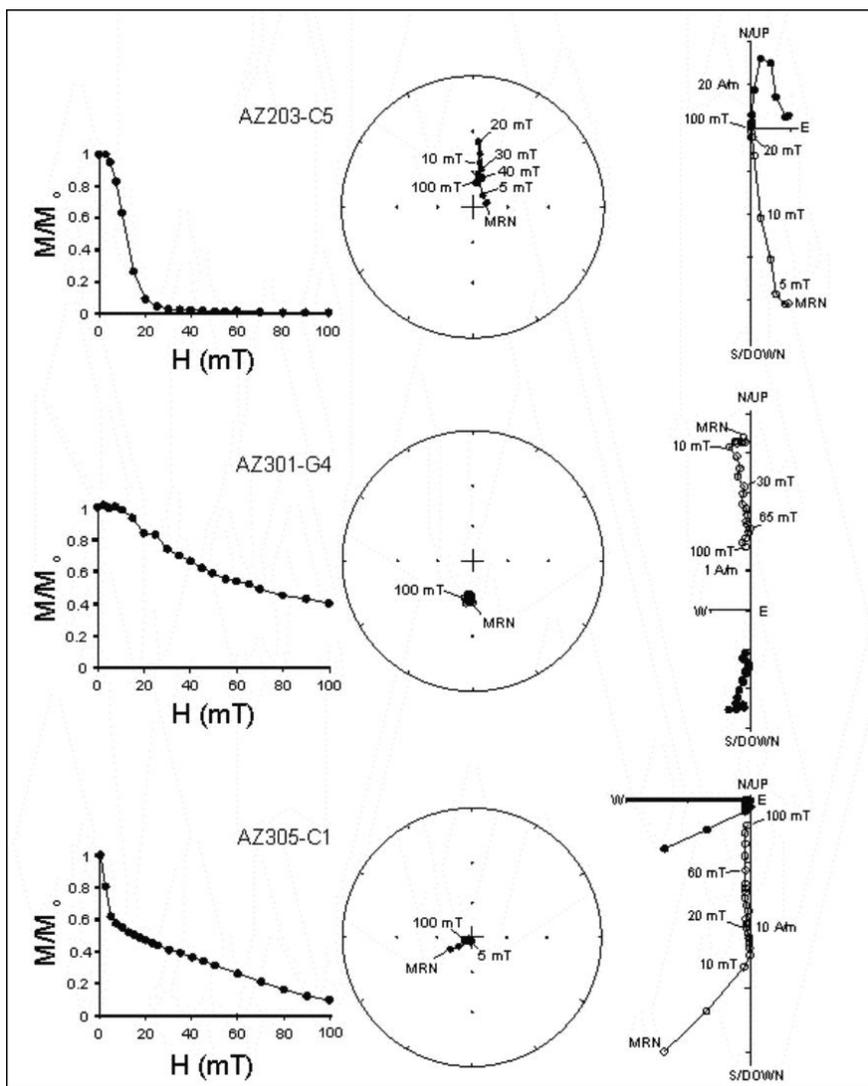


Figura 2. Exemplos de desmagnetizações AF. São mostradas, da esquerda para a direita: Curvas de intensidades normalizadas em função do campo aplicado ($M/M_{max} \times H$); Projeções estereográficas: símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas); e projeções ortogonais: símbolos cheios (vazios) indicam projeções horizontais (verticais).



A Figura 4a mostra exemplos de curvas de magnetização remanente isotérmica (MRI), obtidas para as amostras investigadas. As amostras atingem saturação em campos inferiores a 400 mT, comportamento este que é característico de amostras com magnetita ou titanomagnetita pobre em titânio. A Figura 4b mostra curvas termomagnéticas obtidas para algumas das amostras estudadas. As curvas de baixa temperatura apresentam a transição de Verwey e as de alta temperatura, ilustram uma queda significativa em torno de 580° C. Isto confirma a presença de titanomagnetita pobre em titânio, como sendo o principal portador magnético das amostras.

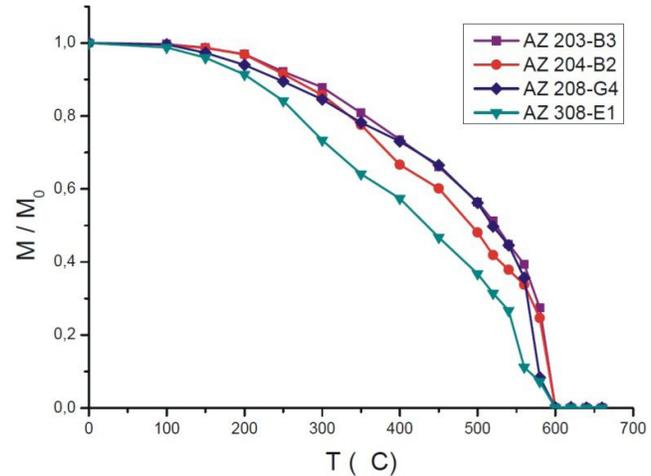


Figura 3. Curvas de intensidades normalizadas obtidas durante o tratamento térmico.

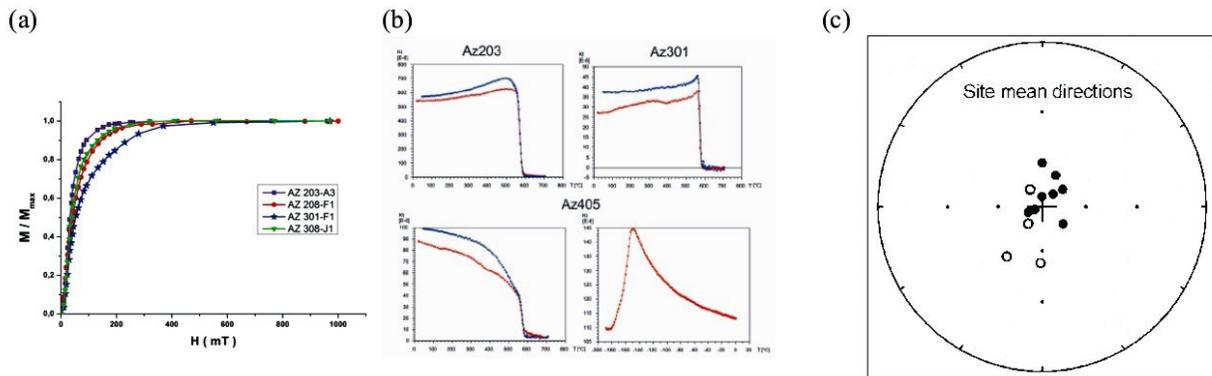


Figura 4. (a) Curvas de indução magnética; (b) Curvas termomagnéticas de altas temperaturas (três primeiros exemplos) e de baixas temperaturas (último gráfico) obtidas para as amostras investigadas; (c) Direções médias por sítio: símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas).

A Figura 4c mostra as direções médias por sítio (componente RP). Após inverter as direções com polaridade normal, uma direção média $D_m = 35.3^\circ$, $I_m = 80.7^\circ$ ($N = 13$, $\alpha_{95} = 9.5^\circ$) foi determinada, a qual forneceu o pólo paleomagnético localizado em 310.7° E, 0.5° S ($A_{95} = 16.9^\circ$, $K = 7.0$).

Um teste de contato cozido foi realizado para o sítio 5 (AZ-206), onde um dique máfico corta um corpo granítico (vide acima). As amostras do dique apresentaram direções norte/nordeste com inclinações positivas altas (AZ206Q3 na fig. 5a). Entretanto, não foi possível isolar a direção do corpo granítico, pois a maioria das amostras coletadas apresentou direções instáveis. As Figuras 5b, c e d apresentam as desmagnetizações efetuadas para as amostras do granito coletadas no contato com o dique (amostras AZ206J1 e AZ206K1) e a 20 cm do dique (amostra AZ206H1). Note que, apesar de não ser possível identificar a direção característica para estas amostras, o tratamento AF mostra uma componente de coercividades baixas, similar à obtida para as amostras do dique. Esta componente não é observada para amostras mais afastadas do contato.

Embora o teste de contato cozido não possa ser considerado positivo, pois a direção do granito mais antigo não pode ser isolada, a componente RP é bem diferente da direção do campo atual. Estas evidências, aliadas ao fato de que os diabásios não apresentam sinais de metamorfismo (conforme estudo petrográfico), nos levam a supor uma origem primária para esta magnetização remanente característica.

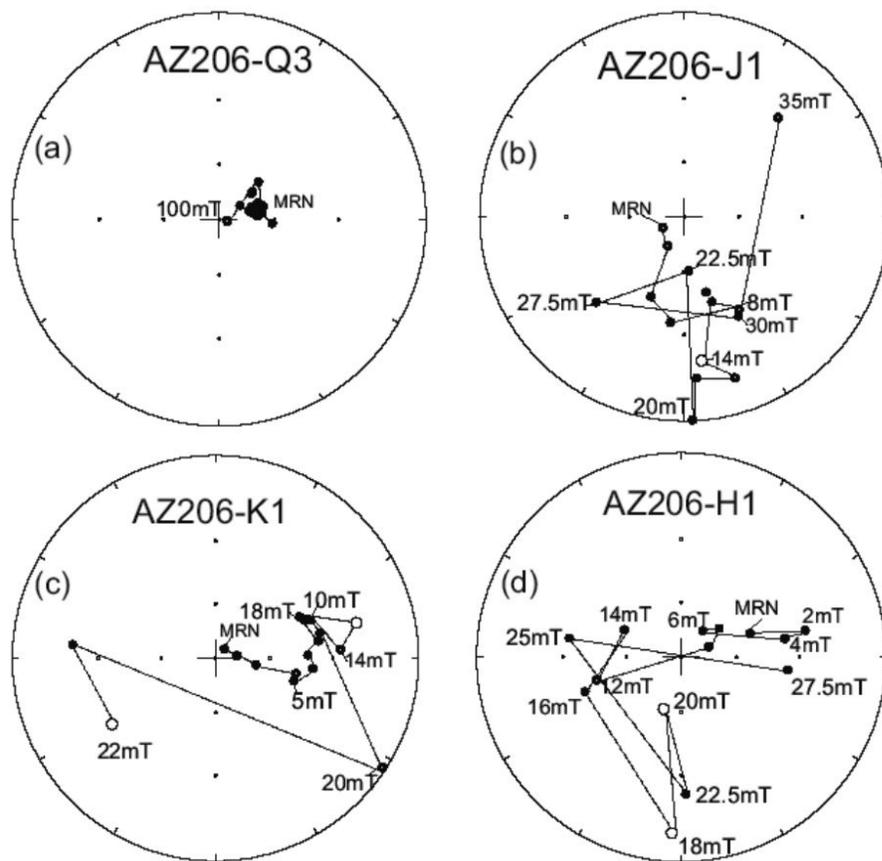


Figura 5. Teste de contato cozido: desmagnetizações AF (símbolos cheios (vazios) indicam inclinações positivas (negativas)) de uma amostra do dique máfico (a) e de amostras de granito no contato (a, b) e a 20 cm do contato (d).

Discussão e conclusões

Os resultados obtidos para os diques Rancho de Prata propiciaram o cálculo de um polo paleomagnético ($Q = 4$) localizado em 310.7° E, 0.5° S ($N = 13$, $\alpha_{95} = 16.9^\circ$; $K = 7.0^\circ$). Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idade de 1380 ± 32 Ma para estas rochas, a qual pode corresponder à idade da magnetização característica isolada nos tratamentos de laboratório. Atualmente existem quatro polos paleomagnéticos determinados para o Cráton Amazônico, com idades Mesoproterozóicas: o polo Nova Guarita (NG) obtido para diques da região norte do estado do Mato Grosso, cuja idade de $1418.5 \pm 3,5$ Ma é bem determinada através de datações $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ e um teste de contato cozido positivo confirma o caráter primário da magnetização isolada (Bispo-Santos *et al.*, 2012). Outro polo foi determinado para a Intrusiva Indivaí situada em região próxima dos diques de Rancho de Prata, cuja idade de 1415.9 ± 6.9 Ma é bem definida através de determinações U-Pb (D'Agrella-Filho *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2011). Outros dois polos correspondem, respectivamente, aos sills máficos da região de Rio Branco e rochas sedimentares, na qual, os sills estão intercalados (Elming *et al.*, 2009, D'Agrella-Filho *et al.*, 2008). Queiroz e colaboradores (2013) apresentam novos resultados paleomagnéticos obtidos em sills e rochas sedimentares desta mesma região, os quais corroboram os resultados previamente apresentados por Elming *et al.* (2009) e D'Agrella-Filho *et al.* (2008) para estas rochas. Datações obtidas através do método U-Pb em zircões forneceram idades de 1471 ± 8 Ma e 1427 ± 10 Ma para um gabro e um granófiro, respectivamente, pertencentes a suíte máfico-félsica Rio Branco (Geraldés *et al.*, 2001). Os sills de Rio Branco podem também pertencer a este evento, já que xenólitos de rochas sedimentares da região (nas quais os sills se encaixam) são encontrados em rochas da suíte Rio Branco (Ruiz, 2005).

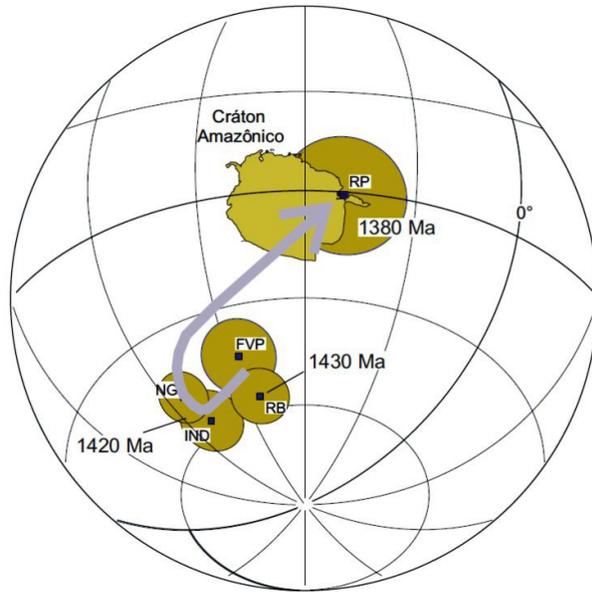
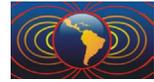


Figura 6. Polos paleomagnéticos do Cráton Amazônico para idades entre 1430 Ma e 1380 Ma: NG – Diques Nova Guarita; IND – Intrusiva Indiavaí; RB – Sills de Rio Branco; RS – Rochas sedimentares da região de Rio Branco; RP – Diques Rancho de Prata. Cráton Amazônico na sua posição atual.

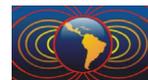
Estes quatro polos, juntamente com o polo Rancho de Prata aqui determinado, estão representados na Figura 6. A localização próxima dos polos Rio Branco e Formação Vale da Promissão com os polos Nova Guarita e Indiavaí sugerem que eles podem corresponder a direções de magnetização adquiridas entre 1430 e 1420 Ma. Já o polo Rancho de Prata (1387 Ma) situa-se bem distante dos polos acima mencionados. Esta diferença pode indicar uma rápida deriva polar aparente para o Cráton Amazônico entre 1420 Ma e 1380 Ma, como indicado na Figura 6.

Agradecimentos:

À FAPESP (2011/50887-6) e ao CNPq pelo apoio financeiro. Este trabalho faz parte do projeto INCT-GEOCIAM.

Referências

- Bettencourt, J. S., Leite Jr., W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L. e Tosdal, R. M., 2010. The Rondonian-San-Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview, *J. South Amer. Earth Sci.*, 29, 28-46.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I. I. G., Janikian, L., Trindade, R. I. F., Elming, S.-Å., Silva, J. A., Barros, M. A. S. e Pinho, F. E. C., 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil), *Prec. Res.*, 164, 40-49.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F., Elming, S. A., Janikian, L., Vasconcelos, P. M., Perillo, B. M., Pacca, I. G., Silva, J. A. e Barros, M. A. S., 2012. Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Prec. Res.*, 196-197, 1-22.
- Cordani, U. G. e Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton, in Hatcher, R. D. Jr., Carlson, M. P., McBride, J. H. e Martinez-Catalan, J. R., editors, 4-D Framework of Continental Crust: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Memoir 2000*, 297-320.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S. e Trindade, R. I. F., 2009. The position of the Amazonian Craton in Supercontinents, *Gond. Res.*, 15, 396-407.
- Corrêa da Costa, P. C., Girardi, V. A. V., Ruiz, A. S., Matos, J.B. 2009. Geocronologia Rb-Sr e características geoquímicas dos diques máficos da região de Nova Lacerda e Conquista D'Oeste (MT), porção sudoeste do Craton Amazônico: *Geologia USP: Série Científica 9 (1)*, 115-132.
- D'Agrella-Filho, M. S., Tohver, E., Santos, J. O. S., Elming, S-A., Trindade, R. I. F., Pacca, I. I. G. e 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 Planet. Sci. Lett.*, 267, 188-199.
- D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldés, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S. e Ruiz, A.S., 2012. The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent, *Gond. Res.*,



22, 956-973.

- Delor, C., Lahondere, D., Egal, E., Lafon, J. M., Cochiric, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D. e Avelar, V.G., 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Geologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor, p. 5-58.
- Elming, S.-Å., D’Agrella-Filho, M. S., Page, L. M., Tohver, E., Trindade, R. I. F., Pacca, I. I. G., Geraldés, M.C. e Teixeira, W., 2009. A palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction, *Geophys. J. International*, 178, 106-122.
- Geraldés, M. C., Van Schmus, W. R., Condie, K. C., Bell, S., Teixeira, W. e Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil, *Prec. Res.*, 111, 91-128.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A. e Théveniaut, H., 2001. First paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield, *Prec. Res.*, 109, 239-256.
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B. Y., Vidal, M., Rigolet, C., 2003. The Guiana and West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and Ivory Coast. *Geophys. J. International*, 154, 677-694.
- Queiroz, M.V.B., D’Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Teixeira, W. e Ruiz, A.S., 2013., Estudo paleomagnético e de anisotropias de suscetibilidade magnética de sills máficos da região de Rio Branco – MT (SE do Cráton Amazônico), *Latinmag Proceedings 2013*. Este volume.
- Reis, N. J., Teixeira, W., Hamilton, M. A., Bispo-Santos, F., Almeida, M.E. e D’Agrella-Filho, M. S., 2013. The Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U-Pb TIMS Baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence, *Lithos*, 174, 175-195.
- Rizzotto, G. J. e Hartmann, L. A., 2012. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon Craton, Brazil, *Lithos* 148, 277-295
- Ruiz, A.S., 2005. Evolução geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico na região limítrofe Brasil-Bolívia. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 2005, 259pp.
- Sousa, A. A., Ruiz, A. S., Caten, B. T. e Simões, L. S. A., 2006. Caracterização estrutural e petrográfica dos enxames de diques máficos pertencentes a Suíte Intrusiva Rancho da Prata, In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, S14, P-317.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B. e Lafon, J. M., 2000, The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 41-95, Rio de Janeiro.
- Teixeira, W., Geraldés, 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, *J. South Amer. Earth Sci.*, 29, 47-60.
- Teixeira, W., Geraldés, M. C., D’Agrella-Filho, M.S., Santos, J. O. S., Barros, M. A. S., Ruiz, A. S. e Costa, P.C.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 Suíte, *J. South Am. Earth Sci.*, 32, 309-323.
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monie, P., Rossi, P. e Lahondere, D., 2006, Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana, *Prec. Res.*, 150, 221- 256.
- Tohver, E., van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G. e Scandolara, J. E., 2002, Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, 185-200.
- Trindade, R. I. F., Font, E., D’Agrella-Filho, M.S., Nogueira, A. C. R. e Riccomini, C., 2003, Amazônia at low-latitude by the end of the ~600 Ma Puga glaciation, *Terra Nova*, 15, 441-446.